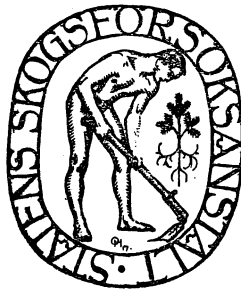


STUDIER ÖVER JORDMÅNSTYPER OCH DERAS FÖRHÅLLANDE TILL MARKENS HYDROLOGI I NORDSVENSKA SKOGS- TERRÄNGER

*STUDIEN ÜBER BODENTYPEN UND IHRE BEZIEHUNGEN ZU DEN HYDROLOGISCHEN
VERHÄLTNISSEN IN NORDSCHWEDISCHEN WALDTERRAINS*

AV

OLOF TAMM



MEDDELANDEN FRÅN STATENS SKOGSFÖRSÖKSANSTALT
HÄFTE 26 · Nr 2

MEDDELANDEN
FRÅN
STATENS
SKOGSFÖRSÖKSANSTALT

HÄFTE 26. 1930—31

MITTEILUNGEN AUS DER . . . REPORTS OF THE SWEDISH
FORSTLICHEN VERSUCHS- . . . INSTITUTE OF EXPERIMENTAL
ANSTALT SCHWEDENS . . . FORESTRY

26. HEFT

N:o 26

BULLETIN DE L'INSTITUT D'EXPERIMENTATION
FORESTIÈRE DE SUÈDE

N:o 26



REDAKTÖR:
PROFESSOR DR HENRIK HESSELMAN

INNEHÅLL:

	Sid.
MALMSTRÖM, CARL: Om faran för skogsmarkens försumpning i Norrland. En studie från Kulbäckslidens och Roklidens försöksfält ...	1
Über die Gefahr der Versumpfung des Waldbodens in Norrland (Nordschweden).....	127
TAMM, OLOF: Studier över jordmånstyper och deras förhållande till markens hydrologi i nordsvenska skogsterränger	163
Studien über Bodentypen und ihre Beziehungen zu den hydrologischen Verhältnissen in nordschwedischen Waldterrains.....	356
PETRINI, SVEN: Lanforsbeståndet. Ett försök med naturlig beståndsförnygring	409
Der Lanforser Bestand. Ein Versuch mit Wagnerhieb und natürlicher Verjüngung	497
HESSelman, HENRIK: Om klimatets humiditet i vårt land och dess inverkan på mark, vegetation och skog	515
Über die Humidität des Klimas und ihre Einwirkung auf Boden, Vegetation und Wald.....	555
Redogörelse för verksamheten vid Statens Skogsförsöksanstalt under år 1929. (Bericht über die Tätigkeit der Forstlichen Versuchsanstalt Schwedens im Jahre 1929. Report on the Work of the Swedish Institute of Experimental Forestry.)	
Gemensamma angelägenheter av HENRIK HESSELMAN	560
I. Skogsavdelningen (Forstliche Abteilung, Forestry division) av HENRIK PETTERSON.....	561
II. Naturvetenskapliga avdelningen (Naturwissenschaftliche Abteilung, Botanical-Geological division) av HENRIK HESSELMAN	566
III. Skogsentomologiska avdelningen (Forstentomologische Abteilung, Entomological division) av IVAR TRÄGÅRDH	567
IV. Avdelningen för förnygringsförsök i Norrland (Abteilung für die Verjüngungsversuche in Norrland, Division for Afforestation Problems in Norrland) av EDVARD WIBECK.....	569
Redogörelse för verksamheten vid Statens Skogsförsöksanstalt under år 1930. (Bericht über die Tätigkeit der Forstlichen Versuchsanstalt Schwedens im Jahre 1930. Report on the Work of the Swedish Institute of Experimental Forestry.)	

Allmän redogörelse av HENRIK HESSELMAN	573
I. Skogsavdelningen (Forstliche Abteilung, Forestry division) av HENRIK PETTERSON	573
II. Naturvetenskapliga avdelningen (Naturwissenschaftliche Abteilung, Botanical-Geological division) av HENRIK HESSELMAN	578
III. Skogsentomologiska avdelningen (Forstentomologische Ab- teilung, Entomological division) av IVAR TRÄGÄRDH	579
IV. Avdelningen för föryngringsförsök i Norrland (Abtei- lung für die Verjüngungsversuche in Norrland, Division for Afforestation Problems in Norrland) av EDVARD WIBECK.....	580



STUDIER ÖVER JORDMÅNSTYPER OCH DERAS FÖRHÅLLANDE TILL MARKENS HYDROLOGI I NORD- SVENSKA SKOGSTERRÄNGER.

Förord.

Redan 1912 började jag studera Norrlands jordmåner, särskilt järnpodsolen, som är den allmännaste jordmånstypen i de norrländska skogarna. Då jag år 1915 blev anställd vid Statens Skogsförsöksanstalt fick jag fortsätta och avsluta denna undersökning såsom ett led i nämnda instituts arbetsprogram. Den offentliggjordes år 1920 under titeln: Markstudier i det nordsvenska barrskogsområdet. Redan f. o. m. 1915 hade emellertid chefen för försöksanstaltens naturvetenskapliga avdelning, professor H. HESSELMAN anmodat mig att även bearbeta de fuktigare jordmånstyper, som spela stor roll i de mer eller mindre försumpade moränterrängerna och speciellt å försöksanstaltens för studium av skogsförsumpningen anlagda försöksfält i Kulbäcksliden, Västerbottens län och Rokliden, Norrbottens län. Det var meningen att även på denna väg nå en ökad belysning av skogsförsumpningsproblemen.

Mina undersökningar, som pågått med olika avbrott alltsedan 1915, ha nu nått den omfattning att de kunna framläggas. Deras resultat har dels blivit en belysning av försumpningsfrågan, dels även en allmän, fördjupad kännedom om de mera fuktiga, grundvattenbetonade markernas egenskaper. Tillsammans med mina tidigare studier över de torrare markerna ge de en möjlighet till gruppering av de olika marktyper, som möta inom övre Norrland, bortsett från lerterrängerna. Härvid måste dock framhållas, att ännu många viktiga frågor kvarstå olösta och att materialet på många punkter borde varit fylligare. Särskilt hade det varit önskvärt, att flera kemiska analyser kunnat utföras. När framläggandet trots allt beslutades, var det emedan de hittills vunna resultaten dock torde kunna tjäna som grund för kommande forskningar och för vissa åskådningar av betydelse för den skogliga praktiken.

Det är min angenäma plikt att här få betyga min tacksamhet till alla dem som på olika sätt understött mitt arbete. Härvid vänder jag mig

i första hand till min chef, professor H. HESSELMAN, som på allt sätt har understött mitt arbete under dess fortgång. Han har därvid ställt försöksanstaltens under hans ledning insamlade material av grundvattenståndsobservationer ävensom vissa jordanalyser m. m. till mitt förfogande. De kartor, som upprättades vid försöksfältens anläggning, ha tjänat till grundval för alla mina arbeten i fält.

Docent C. MALMSTRÖM har lämnat mig ovärderlig hjälp vid genomdiskuterandet av en mängd problem, varvid resultaten av hans biologiska och torvgeologiska undersökningar kunnat sammanställas med mina pedologiska resultat. Till civilingenjör A. BILLBERG och fröken G. LAURENTZ står jag i tacksamhetsskuld för utförandet av vissa kemiska analyser. Några analyser ha utförts på fil. dr. O. ARRHENIUS' laboratorium genom ingenjör H. RIEHM. Fröken E. HOGNER och kartredaktör M. LUNDQVIST på A.-B. Kartografiska institutet ha lämnat mig värdefull hjälp vid utförandet av illustrationsmaterialet. Till alla de nämnda personerna ber jag få rikta ett varmt tack.

Experimentalfältet i maj 1931.

OLOF TAMM.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING.

	Sid.
INLEDNING	167
Kap. 1. Tidigare rön och uppfattningar om sambandet mellan nordsvenska (resp. finska) jordmånstyper och markens fuktighetstillstånd. — Allmänna termer.	170
Kap. 2. Några allmänna synpunkter på metodik för markprofilstudier i nordsvenska moränområden.	177
Kap. 3. Arbetsmetoder	179
Fältmetoder.	179
Profilundersökning i fält. Uttagning av jordprov. — Provtagning av grundvatten. — Syrebestämning på grundvattenprov i fältlaboratoriet. — Järnbestämning — Bestämning av markens surhetsgrad.	181
Laboratorieundersökningar.	181
Kemisk analys av jordprov. — Bestämning av jordens surhetsgrad. — Kemisk analys av grundvatten.	182
Beräkning av vittringens kvantitativa resultat.	182
De genom vittringen förändrade skiktens ursprungliga sammansättning. — Analysernas beräkning.	184
Kap. 4. Beskrivning av Kulbäckslidens och Roklidens försöksfält. Geologiska kartor.	184
Kulbäckslidens försöksfält. — Roklidens försöksfält.	190
Kap. 5. De undersökta områdenas jordmånstyper och dessas relationer till grundvattenståndet.	190
Grundvatteniakttagelser i olika jordmånstyper.	191
Järnpodsol	198
Allmänna egenskaper. — Grundvattenförhållanden. — Kemisk karakteristik.	201
Järnhumuspodsol.	215
Allmänna egenskaper. — Grundvattenförhållanden. — Kemisk karakteristik.	227
Humuspodsol	227
Allmänna kännetecken. — Humuspodsol med stark anrikning utan ortsten. — Humuspodsol med svag anrikning i B-horisonten och tunt humustäcke. — Humuspodsol med svag anrikning och mäktigare torv. — Humuspodsolernas kemiska beskaffenhet.	239
Gråblå sumpjordmån	239
Allmänna egenskaper. — Grundvattenförhållanden. — Kemisk karakteristik av den gråblå sumpjordmånen.	243
Översikt av de beskrivna jordmånstypernas relationer till grundvattenståndet.	243
Kap. 6. Markprofilkartor. Sambandet mellan markprofil och vegetation.	243
Området å Stormyrtyälen	243
Beskrivning. — Markprofilen som klimatindikator.	254
Försöksfältet å Kulbäcksliden	254
Beskrivning. — Sambandet mellan markprofil och vegetation	259
Försöksfältet i Rokliden	259
Beskrivning. — Sambandet mellan markprofil och vegetation.	259
Kap. 7. Om vattnets rörelse i moränmarken på försöksfältet. Moränernas genomsläpplighet	259
Inledning. — Vattenståndsmätningar. — Fältobservationer, som belysa moränernas genomsläpplighet och vattenföring. — Försök att bestämma moränjordars relativa genomsläpplighet i naturlig lagring. — Försök att direkt bestämma grundvattnets rörelse i moräner. — Grundvattnets rörelse, belyst av vattenanalyser.	254
Den normala moränmarkens dräneringsförhållanden	254

	Sid.
Kap. 8. Om beskaffenheten av olika marktypers grundvatten	257
Allmänna synpunkter och analytiska data	257
Grundvattnets egenskaper i järnpodsolterränger	259
Grundvattnets egenskaper inom områden med järnhumuspodsol	262
Grundvattnets egenskaper i områden med humuspodsol och gråblå sumpjordmån ..	263
Grundvattnets halt av syre och järn. — Grundvattnets halt av humus och övriga ämnen.	
Grundvattnets allmänna halt av elektrolyter	271
Sammanfattning av grundvattnets kemiska egenskaper i järnpodsol- och humuspodsolterränger	272
Kap. 9. Överblick över de jordmånsbildande processerna	273
I. Mekaniska och fysikaliska processer i jordmånsbildningen	273
Mekanisk vittring. Nedslamning av mineralpartiklar. — Rörelser i marken, orsakade av växter och djur. — Uppfrysningsrörelser. — Jordflytning.	
II. Kemiska processer i jordmånsbildningen	277
Humustäckets roll	277
Humustäckets och marktemperaturen. — Humustäckets och nederbördsvattnet. — Humustäckets och markens genomluftning. — Humustäckets som leverantör av vittringsagens.	
Kemisk vittring	281
Vittring i A ₂ -horisonten. — Vittring i B-horisonten. — Vittring i C-horisonten	
De i marken vandrande humusämnenas natur	285
De i marken vandrande oorganiska ämnenas natur	287
Anrikning av kolloider i markprofilens olika lager	288
Anrikning av humus i mineraljorden närmast under humustäckets. — Anrikning av kolloider m. m. i B-horisonten. — Anrikning av kolloider m. m. i C-horisonten. — Anrikning av kolloider i gleyhorisonter.	
I vilken utsträckning äro resultaten av de kemiska markprofilprocesserna bestående?	295
Kap. 10. De vunna resultatens tillämpning på skogsförsumpningsproblemen och därmed sammanhängande spörsmål	296
Den gråblå sumpjordmånen vittnesbörd om försumpningsålder	296
Markprofilens vittnesbörd om försumpningsprocessernas förlopp i gränzoner mellan fastmark och försumpad mark	298
Kantzoner, där lutningen går från fastmarken mot torvmarken. — Kantzoner, där lutningen går från torvmarken till fastmarken.	
Markprofilens vittnesbörd om försumpningsprocessernas förlopp i skogbevuxna sluttningar med humuspodsol	304
Om ett eventuellt hydrologiskt samband mellan Degerö stormyr och den intill liggande liden och om dylika samband i allmänhet	306
Om mineraljordens roll vid avvattning av torvmarker för skogsbörd	311
Kap. 11. Om den nordsvenska skogsmarkens fuktighetstyper och deras skogliga betydelse	312
Allmänna synpunkter på markens fuktighetstillstånd	312
Om skogsmarkskarakteristik och betydelsen härav	316
Översikt över de hittills urskilda fuktighetstyperna	318
1. Skarpmarkspodsol. — 2. Torrmarkspodsol. — 3. Friskmarkspodsol. — 4. Järnhumuspodsol. — 5. Humuspodsol med stark anrikning utan ortsten. — 6. Humuspodsol med ortsten. — 7. Humuspodsol med tunt humustäcke och svag anrikning. — 8. Brunjord med genomsilande grundvatten i sluttningar. — 9. Gråblå sumpjordmån med tunt humustäcke. — 10. Gråblå sumpjordmån eller humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv.	
Kap. 12. Profilbeskrivningar och tabeller	325

Inledning.

Man kan med lätthet iakttaga att av skogsmark föreligga olika typer med väsentligt olika egenskaper och skogligt värde. Så länge ett ordnat skogsbruk existerat, ha dettas målsmän också varit på det klara med denna sak och i viss mån indelat sina skogar med hänsyn härtill. Redan dessförinnan visste den lantbefolkning, som ur skogen hämtade en mängd nyttigheter, åtskilligt om olika skogsmarkstyper. Alla dessa insikter om skogsmarkens natur grundade sig emellertid ej på ett noggrant studium av själva marken utan blott på ett iakttagande av huvuddragen hos densamma, d. v. s. om man hade att göra med sand, lera eller pinnmo, samt på observationer av den levande vegetationen, av vilkens frodighet och beskaffenhet i övrigt man drog sina viktigaste slutsatser.

De insikter beträffande skogsmarkens egenskaper och skogliga värde, som på det ovan angivna sättet samlats under generationer, ha emellertid i regel ej framlagts i tryck och ha i varje fall ej lett till ett systematiserat vetande, som kan användas vid en klarläggande undervisning, som omfattar mera än helt lokala gebit. Av denna anledning har alltså ett vetenskapligt studium av skogens marktyper sitt stora berättigande.

Det har blivit en relativt sen tids forskning förbehållet att uppdraga de riktlinjer, som böra följas vid ett vetenskapligt studium av marken. Såsom jag redan i inledningen till mitt tidigare arbete: Markstudier i det nordsvenska barrskogsområdet (1920) framhållit, är det framförallt dansken P. E. MÜLLER och den ryska markforskareskolan (från och med DOKUTSCHAJEFF) som gett de allmänna riktlinjerna för en rationell skogsmarksforskning, varvid givetvis samtliga rön inom andra grenar av markläran (av kemisk, biologisk och geologisk art) böra användas i den mån de kunna föra till ökad fördjupning. De kemiska och biologiska metoderna böra tillämpas på en mark, som redan hänförs till en viss typ, och denna bör urskiljas dels med hänsyn till den geologiska avlagring, som föreligger, dels med hänsyn till den markprofil eller jordmånstyp, som på denna avlagring småningom utbildats under inflytande av ett visst klimat och en viss vegetation. Efter vetenskaplig observation i naturen av marken själv hänför man sålunda densamma först till en viss typ, och de finare iakttagelser, som man sedan gör med kemiska och biologiska metoder, få gälla den urskilda typen. Man vågar

då i vidsträckt omfattning generalisera dem, ty typen är just resultatet av de kemiska och biologiska krafternas samspel. På så vis inbesparar en god typindelning mycket arbete, jämfört med vad som skulle behövas, om man med enbart statistiska detaljobservationer angående vissa kemiska eller biologiska egen-

skaper skulle vilja komma fram till markens beskaffenhet.

För att på ett rationellt sätt komma framåt i skogsmarkforskningen behöves sålunda först en vetenskaplig systematisering och karakterisering av de olika marktyperna. En marktyp kännetecknas dels av en viss geologisk avlagring, dels av en karakteristisk profil eller jordmån. I geologien, speciellt kvartärgeologien, har man redan kommit fram till en god indelning och karakteristik av de geologiska avlagringar, som bilda mark. Det fordras därför nu framför allt en vetenskaplig bearbetning av själva jordmånstypen eller markprofilen, fattad i den bemärkelse, som ovan angivits, och som numera blivit hävdvunnen

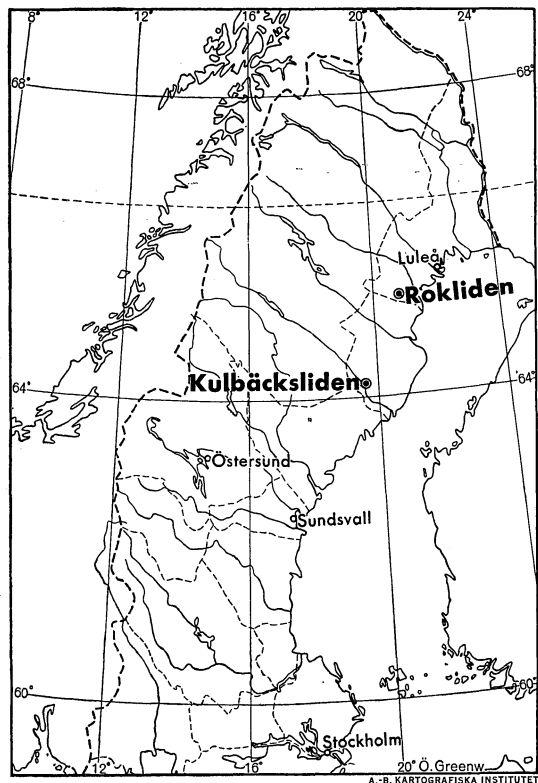


Fig. 1. Karta över norra Sverige, utvisande läget av de båda undersökningstrakterna: Kulbäcksliden och Rokliden.

Karte Nordschwedens mit den beiden untersuchten Gegenden: Kulbäcksliden und Rokliden.

snart sagt inom alla länders markforskning. Föreliggande arbete vill vara ett försök att på detta område fördjupa vårt vetande speciellt beträffande de i Norrlands moräntrakter vanliga marktyperna, till tjänst såväl för kommande forskning som för den praktik, som vill lägga sitt arbete på grundval av en noggrann kännedom om naturen.

Platsen för de utförda undersökningarna är Statens Skogsförsöksanstalts båda försöksfält i Kulbäcksliden och Rokliden med omgivningar, vilkas geografiska läge framgår av kartan fig. 1. — Tid efter annan ha preliminära meddelanden lämnats av olika resultat, som vunnits under un-

dersökningens gång. Om grundvattnets syrehalt och rörelser har sålunda (TAMM 1925 a) offentliggjorts en uppsats. I den naturvetenskapliga beskrivningen över försöksparkerna Kulbäcksliden och Svartberget (TAMM och MALMSTRÖM 1926) meddelades en kort beskrivning över de inom området förekommande jordmånstyperna. I en exkursionsledare, utgiven vid Svenska Skogsvårdsföreningens och Norrlands skogsvårdsförbunds exkursion i Västerbotten 1927, har ytterligare en rad rön meddelats, speciellt i samband med frågan om de norrländska skogarnas försumpning (MALMSTRÖM och TAMM 1927) jämte en preliminär jordmånskarta över Kulbäckslidens försöksfält. I ett föredrag i Geologiska Föreningen (TAMM 1928) har ett sammandrag av huvudresultaten meddelats. I en uppsats (TAMM 1928) ha slutligen vissa resultat angående moränmarkernas genomsläpplighet och hydrologi blivit berörda och i en annan (1929) vissa huvudresultat angående sambandet mellan skogstyper och marktyper i övre Norrland.

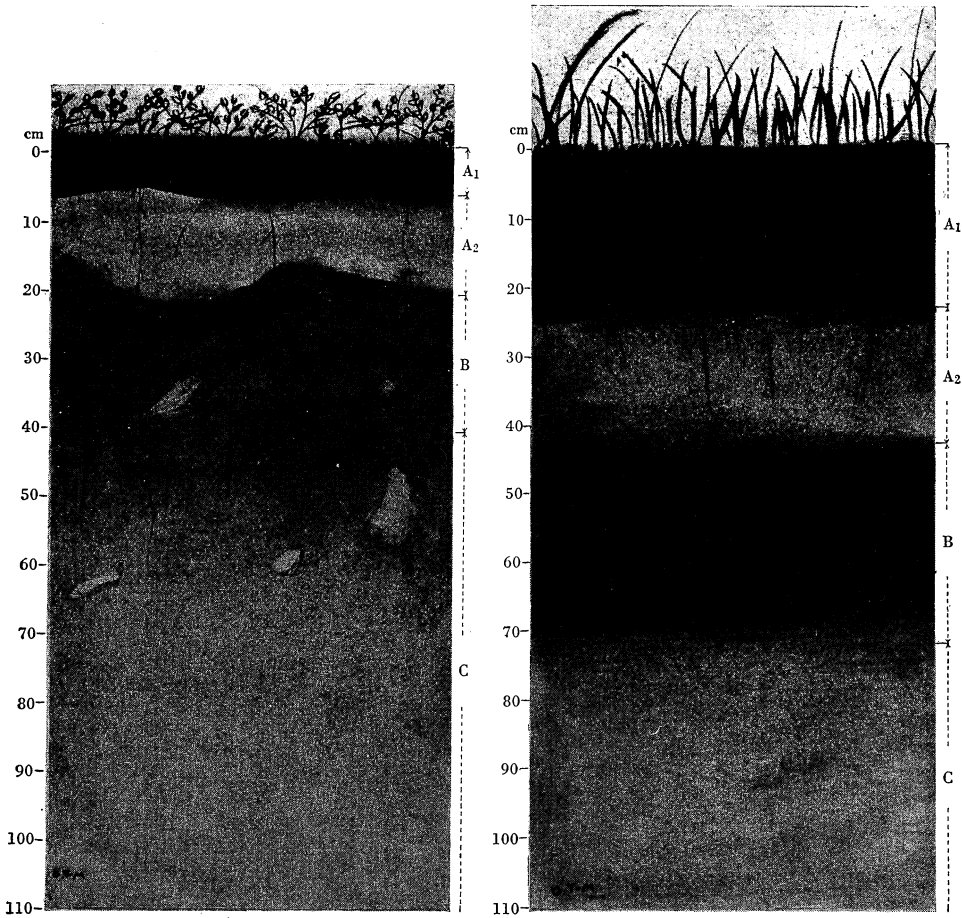
KAP. I. Tidigare rön och uppfattningar om sambandet mellan nordsvenska (resp. finska) jordmånstyper och markens fuktighetstillstånd. Allmänna termer.

I en uppsats (1912) utvecklar K. GLINKA den ryska markforskareskolans syn på jordmånsbildningsprocesser och jordmånstyper (markprofiltyper) inom Nordvästeuropas morängebit. Han framhåller därvid, att de jordmånsbildande processerna därstädes kunna indelas i tvenne huvudslag: podsoltypen och sumptypen. Den förstnämnda ger upphov till olika podsoler, vilka han indelar i podsoler, bildade under inflytande av torv (»anmoorige Podsolböden»), podsoler med ortsten och podsoler utan ortsten. Vidare inför han i fennoskandisk litteratur för första gången begreppet gley, vilket är en av den ryske jordmånsforskaren VYSSOTSKI införd, ur ryskan hämtad term för sådana kemiska utfällningar i marken, vilka härröra ur grundvattnet och vilka vanligen huvudsakligen bestå av livligt roströda, amorfa, jordiga partier av järnoxidhydrat.

En ingående klassifikation och karakteristik av hithörande företeelser lämnar FROSTERUS i en rad arbeten (1912, 1913, 1914 a, 1914 b, 1924) av vilka jag här speciellt skall uppehålla mig vid det av 1914 (b), varur nedanstående må refereras:

På de mera torra lokalerna härskar järnpodsol, se fig. 2. Denna kännetecknas av järnanrikning i rostjorden, medan humusanrikningen är relativt obetydlig och ej ger färgprägel åt lagret. Under »Moorhumus» (d. v. s. å fuktigare terränger) förekommer humuspodsol (fig. 3), som kännetecknas av en stark utflockning av humus- och aluminiumföreningar i anrikningsskiktet, som därför äger en mörkbrun eller svart färg. I lager, där grundvattennivån befinner sig, förekomma normalt ockrafärgade avsättningar, d. v. s. järnföreningar. FROSTERUS identifierar dem som gleybildningar (se ovan) och förklarar deras uppkomst på så sätt att i grundvattnet lösta, tvåvärdiga järnsalter oxideras av luftens syre inom ett lager, där grundvattnet står i beröring med luften (FROSTERUS s. 70). Han kallar jordmånstypen för grundvattenpodsol eller gleyjord. I sådana fall, där grundvattnets nivå ligger ända upp i mineraljordens yta, förekomma enligt FROSTERUS (s. 84), inga utfällningar, utan grundvattnets lösta ämnen kvarbliva i upplöst tillstånd. Sådana jordmåner kännetecknas därför av blågrå färg liksom underlaget, i motsats till de förutnämnda, vilkas färg starkt avviker från underlagets. Dylika jord-

måner äga stor utbredning i trakter, som äro rika på myrar och mossar. I dessa med grundvatten mättade jordar har under humuslagret ingen



Teckningar av O. Tamm.

Fig. 2. Normal järnpodsol (friskmarkspodsol) i granskog av *Vaccinium*typ på morän A₁: råhumus, A₂: blekjord, B: rostjord, C: oförändrad morän.

Normaler Eisenpodsol in Fichtenwald mit *Vaccinium myrtillus* auf Moräne.

Fig. 3. Humuspodsol i starrkärr på sand. Samma profil som i fig. 21. Vegetationen kunde även ha varit en fuktig skogsvegetation eller mosse. A₁: torv, A₂: humös blekjord, B: svart anrikningshorisont, C: sand. Anrikningen är ganska stark.

Humuspodsol in Seggensumpf auf Sand. Dasselbe Profil wie Fig. 21. Die Anreicherung ist ziemlich stark.

egentlig podsolering förekommit. Jordprofilen förefaller att icke hava undergått någon förändring, utgången vare sig uppifrån eller nedifrån. Denna jordmån kallar FROSTERUS »echter Grundwasserboden» eller ren grundvattenjord (fig. 4). Men om grundvattennivån i en sådan av nå-

gon anledning förändrar sig och sjunker, inträder en gleybildning och vi få en övergång till äkta gley-jordar.

FROSTERUS har med andra ord klassificerat markprofilerna i finska morän- och sandområden i trenne huvudtyper, kännetecknade av olika fuktighetsförhållanden: Järnpodsol med relativt djupt grundvattenstånd,

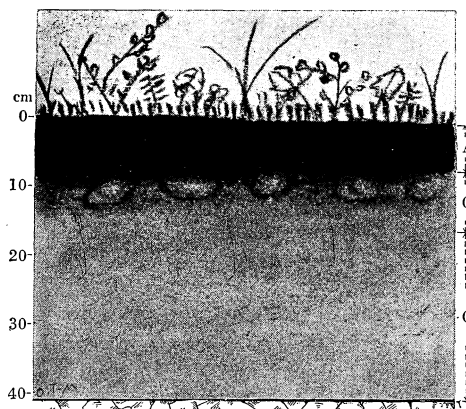


Fig. 4. Teckning av O. Tamm. Gråblå sumpjordmån med tunt humustäcke å tunn morän ovan håll. Granskog med *Dryopteris Linnaeana* och vitmossor. A₁: fuktig, torvartad råhumus. C₂: övergångsskikt C₂: morän. Ett antal stenar ha frusit upp. Profilen överensstämmer med FROSTERUS' »ren grundvattenjord».

Graublauer Sumpfboden mit dünner Humusdecke in Fichtenwald mit *Dryopteris Linnaeana* und *Sphagna* auf Moräne, die auf Gneiss ruht. Etwas Gesteinsgeschiebe ist durch Frostbewegung gehoben. Das Profil stimmt mit dem echten Grundwasserboden» (FROSTERUS) überein.

humuspodsol med högt grundvattenstånd, som dock ej når mineraljordens yta, och ren grundvattensjord med mycket högt grundvattenstånd, som praktiskt taget alltid når upp till mineraljordens yta.

I mitt arbete av år 1920 uppdelade jag järnpodsolen i olika varianter, vilka stå i direkt samband med markens allmänna fuktighetstillstånd. Enär grundvattnet i järnpodsolen står lågt, beror markfuktigheten ej så mycket av detta som av jordens egen vattenkvarhållande kraft, vilken sammanhänger med halten finkorniga beståndsdelar och kolloider. Därjämte spela naturligtvis i hög grad klimat och exposition, vegetation och humustäcke en roll, alla dessa företeelser växelverka med varandra och leda de jordmånsbildande processerna i en viss riktning, som tager sig uttryck i markprofilens utseende.

Den torraste järnpodsolvarianten, som jag 1920 benämnde lavpodsol, kännetecknas av 1—2 cm mäktig lös, smulig råhumus och genomsnittligt endast 2—3 cm mäktig blekjord. En mäktig, fastän föga utpräglad rostjord förefinnes, som ej skiljer sig starkt från det likaledes något rostfärgade underlaget. Detta utgöres så gott som alltid av genomsläpplig sand eller rullstensgrus med djupt grundvattenstånd, i enstaka fall morän i mycket torrt läge, t. ex. i sydluten intill toppen av en kulle. För denna variant föreslås här i stället termen skarpmarkspodsol (fig. 5), då den nära ansluter sig till den markfuktighetsgrad, som av våra skogsmän av ålder benämnts skarp.

En något mindre torr variant av järnpodsolen, för vilken härmed föreslås benämningen torrmarkspodsol (fig. 6), har en tunn råhumus, som

dock vanligen är något mäktigare än i den skarpa varianten och därför förmår producera mera av lösliga humusämnen. Blekjordens medelmäktighet är 4—8 cm (inom övre Norrland), den är gråvit och väl utpräglad.

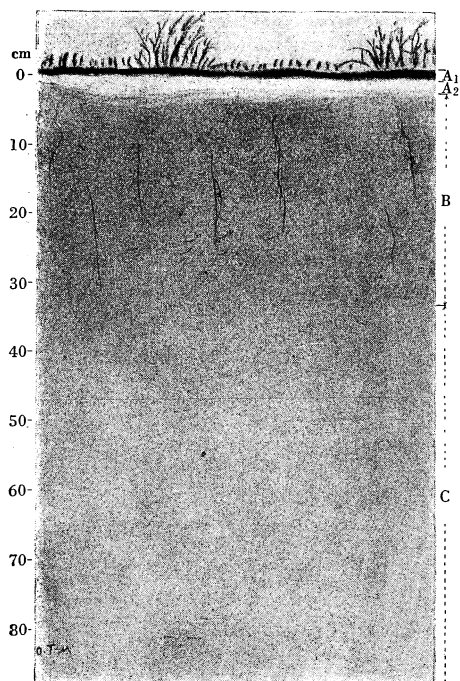


Fig. 5.

Fig. 5. Skarpmarkspodsol i lavrik tallskog av extrem typ utan gran och björk och med obetydligt av mossor i markvegetationen. Mäktig älvsand. A_1 : smulig råhumus, A_2 : blekjord. B : rostjord, mäktig men obestämd. C : Sand.

Sehr trockener Eisenpodsol in flechtenreichem Kiefernwald auf mächtigem Sand.

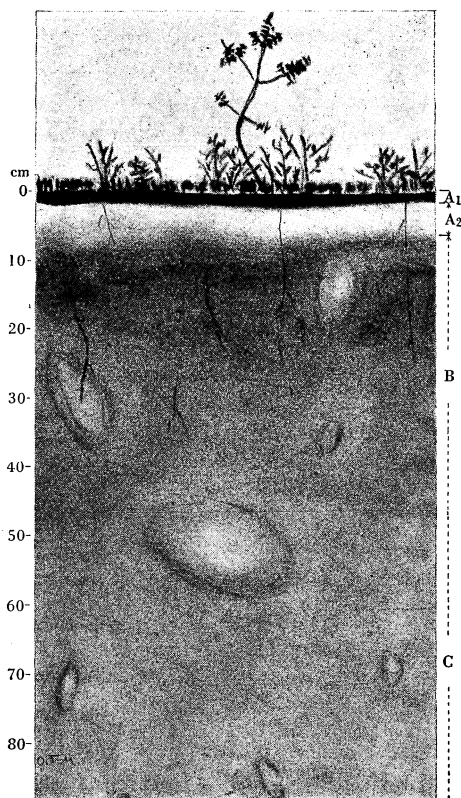


Fig. 6.

Fig. 6. Torrmarkspodsol i lavrik tallskog med gran- och björkinblandning på morän. I markvegetationen finnas avsevärda mängder mossor. A_1 : råhumus, A_2 : blekjord. B : rostjord, överst ganska utpräglad, förtonar nedåt. C : morän.

Trockener Eisenpodsol in flechtenreichem Kiefernwald mit etwas Fichten und Birken auf Moräne.

Rostjorden är klart roströdgul och tydlig och skiljer sig väl från underlaget. Stundom kan den vara utbildad som en ljust rostfärgad ortsten. Dess mäktighet är varierande, vanligen 5—20 cm. Underlaget är merendels morän, men även sand, mo eller grov mjäla. På de senare båda jordarterna är ej sällan podsolprofilen mer eller mindre förstörd eller ofull-

gången på grund av uppfrysningsrörelser i markytan. Denna har då vanligen en typisk, lätt igenkännbar, knottrig struktur. Denna struktur samt jordartens finkorniga beskaffenhet förhindrar en förväxling med skarpmarkspodsolen, vilken förväxling eljest kan ligga nära till hands på grund av blekjordens ringa mäktighet å fläckar, där den tidigare förstörts genom uppfrysning. Torrmarkspodsolen är i alla avseenden en mellanform mellan skarpmarkspodsolen och friskmarkspodsolen (se nedan).

Den tredje järnpodsolvarianten må i konsekvens med de föregående benämnas friskmarkspodsol (fig. 2). Humustäcket är en utpräglad råhumus av 4—10 cm:s genomsnittlig mäktighet. Endast efter en relativt nyligen timad skogsbrand plägar det kunna vara tunnare. Blekjorden är gråvit, väl utpräglad, varierande i mäktighet men med en typisk medelmäktighet av 11—13 cm (inom övre Norrland). Underlaget är morän, sand (den senare i relativt fuktiga lägen), mo eller grov mjäla. I detta sammanhang må påpekas, att podsoleringen tyckes vara över huvud taget svagare i Medelpad och östra Jämtland och delar av Hälsingland—Gästrikland, än i det övriga Norrland. Inom dessa landsdelar blir blekjorden i de friska järnpodsolmarkerna flerstädes ej mer än 7—8 cm i genomsnitt, och man kan troligen ej urskilja mer än tvenne typer, skarpmarkspodsolen och friskmarkspodsolen. Den mäktigaste blekjorden är alltid till finnas i granbevuxna marker. Genom observationer i dessa kan man lätt se, om en trakt har genomgående svag podsolering eller ej.

Allmänna termer. År 1929 har av en av Nordiska jordbruksforskarens förening tillsatt kommitté för utarbetande av en skandinavisk indelning och nomenklatur för jordarter och jordmåner avgivit sitt slutbetänkande. Härvid ha de naturliga jordmånstyperna klassificerats efter genetiska principer av FROSTERUS och TAMM (1929).

Detta klassifikationsschema är tänkt såsom en allmän grovindelning av Fennoskandias olika jordmånstyper, i vilket en naturiakttagare vilken som helst skall kunna inpassa en funnen jordmånstyp. För den ingående analys av nordsvenska jordmåner, som jag utfört, räcker emellertid denna indelning ej alltid till. Exempelvis täckas de beskrivna varianterna av järnpodsolen ej alldeles av definitionerna på järnpodsol med olika podsoleringsgrad, som förefinnas i schemat, vilket även innefattar svagt podsolerade jordar i Mellansverige och södra Finland, vilka ha annan biologisk valör än mina nordsvenska typer. Jag nödgas av dessa skäl i det följande därför delvis arbeta med egna varianter, uppställda för den region det närmast gäller. Huvudtyperna järnpodsol och humuspodsol ha i det angivna schemat definierats i enlighet med FROSTERUS, och jag kommer att i det följande använda dem i samma mening.

För att beteckna de olika lager, som kunna urskiljas i en markprofil

och som uppkommit till följd av de jordmånsbildande processernas inverkan, skall i det följande användas den ryska markforskareskolans numera internationellt hävdvunna beteckningssätt, vilket här närmare må något klargöras. Med A_1 förstås humustäcket, som i föreliggande fall antingen utgöres av råhumus eller torv. Med A_2 (i järnpodsol blekjord) förstås det därunder liggande skiktet, om detsamma är av de jordmånsbildande processerna urlakat. Vid behov kan detta skikt uppdelas i A_2 , A_3 o. s. v. Med B förstås den under urlakningshorisonten (A_1 o. A_2) oftast befintliga anrikningshorisonten (i järnpodsol rostjord), vilken mottagit en del substans från A -horisonten förmedelst det nedsipprande nederbördsvattnet. Vid behov kan B uppdelas i B_1 , B_2 , B_3 o. s. v. Om skiktet i fråga är förhårdnat, benämnes detsamma örtsten eller meden i Norrland vanlig folkbenämning skenhälla. Med C förstås underlaget eller den geologiska avlagring, som har varit substrat för jordmånsbildningen och som i vissa fall kan uppdelas i C_1 , C_2 o. s. v. Med G (G_1 , G_2 o. s. v.), förstås slutligen den stundom förekommande gleyhorisonten, d. v. s. ett lager, där kemiska avsättningar ur grundvattnet förekomma.

De undersökta områdenas markprofiler kunna hänföras till någon av följande huvudtyper: järnpodsol, humuspodsol, gråblå sumpjordmån (jfr ovan), vartill må fogas ännu en: järnhumuspodsol, som i alla avseenden står mellan järnpodsolen och humuspodsolen med drag lånade ifrån dem båda. Järnpodsolen kännetecknas av humustäcke (A_1), blekjord (A_2), en av järnföreningar färgad och därför rostgul till roströd eller rostbrun rostjord (B) samt underlag. Järnhumuspodsolen skiljer sig från järnpodsolen däri, att utom järnföreningar humusämnen börja uppträda som färgande element i B -horisonten eller rostjorden, som vanligen har en övre, svartbrun zon (B_1). Därtill förekommer alltid en gleyhorisont. Humuspodsolen kännetecknas av ett humustäcke, mer eller mindre torvartat (A_1), en urlakad A_2 -horisont, som stundom kan vara rik på utfällda humuskolloider, en B -horisont, som har brun till svart färg av utfällda humusämnen. Gleyhorisont förekommer ofta men ej alltid. Den gråblå sumpjordmånen är samma jordmånstyp som av mig tidigare benämnts opodsolerad sumpjordmån (TAMM och MALMSTRÖM 1927) och överensstämmer i princip med FROSTERUS' ren grundvattenjord (FROSTERUS o. TAMM 1929). Vad beträffar min första benämning, så är den fullständigt adekvat, där den först användes, nämligen på försöksfältet i Kulbäcksliden. Det fordras emellertid en ingående kemisk analys för att konstatera att marken verkligen är opodsolerad, ty det finnes fall, då en gammal podsolvittring blivit för ögat osynlig (jfr härom s. 295). Med hänsyn härtill är min nuvarande benämning att föredraga. Vad beträffar FROSTERUS' term: ren grundvattenjord, så överenskomms vid upp-

görande av det nämnda schemat, att gränsen mellan torvjordar och mineraljordar skulle sättas vid en torvmäktighet av 30 cm, en ur praktisk synpunkt mycket lämplig avgränsning av ifrågavarande jordmåner. Enligt detta system skall då en ren grundvattenjord, i fall dess torvtäcke överstiger 30 cm i mäktighet, hänföras till torvjordarna. För mig har detta emellertid ej varit praktiskt, enär det gällt att granska just torvlagrens underlag för att där träffa spår av podsoleringsprocesser, oberoende av torvmäktigheten. Med gråblå sumpjordmån förstår jag därför helt allmänt en jordmån, som består av ett humuslager (vanligen torv, stundom torvartad råhumus), vilket vilar på gråblå morän eller sand, där inga jordmånshorisonter kunna urskiljas. Mellan torven och dess underlag finnes dock ett 5—15 cm mäktigt, något humöst övergångsskikt, vars humushalt snabbt avtager nedåt. I händelse torven är mindre än 30 cm mäktig är den gråblå sumpjordmånen således precis detsamma som »ren grundvattenjord». I regel är torven i gråblå sumpjordmån mer än 30 cm mäktig.

Även humuspodsoler finnas, som ha ett torvtäcke av över 30 cm:s mäktighet. Samtidigt ha de oftast en mycket svagt utvecklad *B*-horisont. De komma i detta fall att i det följande behandlas som en särskild variant: humuspodsol med mäktig torv och svag anrikning. I undantagsfall förekommer även humuspodsol med torv, som är mäktigare än 30 cm, i förening med starkt utbildad *B*-horisont i form av mörk ortsten. Sådana profiler höra genetiskt nära samman med humuspodsoler med ortsten och tunnare torv och ha av mig ej blivit åtskilda från dessa.

Gleybildningar definieras enligt FROSTERUS och TAMM (1929) som kemiska fjärrfällningar, vilka betona de marklager, där grundvattnets yta befinner sig, d. v. s. åstadkomma den s. k. gleyhorisonten. De vanligaste och synligaste grundvattenavsättningarna i morän- och sandområden bestå av järnockra (limonit). I moräner och finkorniga jordarter över huvud taget är denna oftast avsatt i strimmor, som tyckas vara mer eller mindre vertikalt orienterade i anslutning till gamla rotkanaler och sprickor. I sand plägar limoniten vara mera jämnt fördelad och ger stundom anledning till förhårdnade lager, gley-ortstenar (se FROSTERUS 1914, s. 74, TAMM 1920, s. 210). Gleyhorisonter kunna uppträda i vilken som helst av de ovan nämnda jordmånstyperna allt ifrån järnpodsol till gråblå sumpjordmån. Jag har ej urskiljt några särskilda gley-jordar, ehuru på några ställen gleybildningen varit av den omfattning, och andra processer så trätt tillbaka, att detta kunde ha varit berättigat (ex. profil 15 och 16, kap. 12).

I fråga om allmänna termer: jord, jordart, jordmån, mark och humus följer jag HESSELMANS terminologi (HESSELMAN 1926, s. 205), vilken

överensstämmer i stort sett med den å sid. 174 angivna kommitténs (EKSTRÖM 1929, s. 4). I fråga om förna, humusämnen, humustäcke, förmultningsskikt, humusämnesskikt och råhumus använder jag HESSELMANS (l. c.) definitioner, beträffande torv och dytorv använder jag MALMSTRÖMS (MALMSTRÖM 1928, s. 340—341). Med undergrund förstår jag i enlighet med kommittén (se EKSTRÖM l. c.) den under jordmånen liggande, oförändrade jordarten.

KAP. 2. Några allmänna synpunkter på metodik för markprofilstudier i nordsvenska moränområden.

Nordsveriges jordarter äro geologiskt sett av ganska ung ålder. Man kan i enlighet med DE GEERS och hans efterföljares kronologiska undersökningar räkna med att en tid av 8 000 till 9 000 år har förflutit, sedan den stora skandinaviska inlandsisen bortsmälte från övre Norrland. Vid denna tidpunkt bestodo de grövre jordarterna, såsom moränerna, av praktiskt taget ovittrade krossprodukter av berggrunden, enär den tidigare (tertiära) vittringsskorpan hade av isen transporterats söderut, ut över landets gränser. Den vittring, som sedan försiggått i marken, har huvudsakligen gjort sig märkbar i de översta lagren, alltså i jordmånshorisonten, medan de undre alltjämt ha bibehållit sin från berggrunden nedärvda kemiska sammansättning (TAMM 1920, s. 75, 86); endast de finaste lerpartiklarna antyda en vittring oberoende av den, som försiggått i jordmånshorisonten. Man kan av denna anledning, så länge man håller sig till relativt grovkorniga avlagringar, betrakta de undre lagren såsom bestående av ovittrade bergartsmineral, medan de övre bestå av en blandning av sådana med vittringsprodukter.

Jordmånsbildningen i Nordsverige leder så gott som alltid till uppkomsten av podsoler. Klimatet är ett podsolklimat. Podsoleringen innebär, att markmineralen vid vittringen undergå en fullständig upplösning, som tack vare den höga surhetsgraden är ganska intensiv (se kap. 9 samt TAMM 1920, s. 125). En god del av de kolloida vittringsprodukterna komma till avsättning i vissa undre skikt i markprofilen, medan de frigjorda baserna nästan helt försvinna med det genomrinnande vattnet. Det bildas blott i mycket obetydlig grad med baser mättade, absorberande komplex, s. k. zeolitiska komplex, vilka däremot karakterisera jordarna i varmare och torrare klimat. Markens allmänna fattigdom på baser belyses av den starkt sura reaktionen (p_H 3,5—5, se kap. 12) samt av den synnerligen ringa elektrolythalten i grundvattnet (se kap. 8).

De norrländska skogsjordarna på morän- och sandgrund kräva till följd av sina ovan berörda egenskaper andra analysmetoder än åkerjordar

i sydligare luftstreck. Detsamma gäller även många andra, relativt fattiga jordar såsom de danska hedjordarna m. fl. Den i den följande framställningen givna kemiska bearbetningen skiljer sig därför i många avseenden från vad som i andra länder är brukligt. Moderna och i många avseenden utmärkta analysmetoder för vetenskaplig undersökning av jordprov ha utarbetats av ryssen GEDROIZ (1926, 1929). När jag sålunda icke har tillämpat hans speciella metoder eller andra liknande på mina markprofiler, tarvar detta en särskild motivering.

GEDROIZ studerar särskilt det s. k. absorberande (zeolitiska) komplexet i jorden och de absorberade kationerna: Ca, Mg, K, Na och H. Jorden extraheras med femprocentig kaliumhydroxidlösning, varvid de minerala huvudbeståndsdelarna i det absorberande komplexet Al_2O_3 och SiO_2 gå i lösning och bestämmas. I ett annat prov bestämmas genom extraktion med absolut neutral ammoniumkloridlösning de absorberade metall-kationerna och i ett tredje genom extraktion med bariumkloridlösning de absorberade vätejonerna. Metoden är utarbetad vid undersökning av sådana jordar, som äro rika på mättade, s. k. zeolitiska komplex, särskilt har den använts på ryska tschernosemjordar.

Man har länge vetat, att vanliga silikatmineral, såsom fältspater, vid behandling med neutrala saltlösningar visa icke obetydligt basutbyte. Jag erhöll exempelvis i försök med oligoklas från Ytterby, som pulveriserades i en agatmortel, dels obetydligt, dels så fint som möjligt, vid extraktion av 10 gram med 40 kbcm 10-procentig klorammoniumlösning i lösning resp. 0,073 och 0,136 % CaO, räknat i procent av mineralets vikt. Detta motsvarar c:a 2 resp. 4 % av fältspatens kalkhalt, således alls ej obetydliga mängder. I en jord, som i likhet med svenska moränjordar är rik på friska fältspater och andra silikatmineral, vilka delvis pulveriserats mekaniskt till fina kornstorlekar, och vilken samtidigt är fattig på absorberade basiska kationer, kommer mineralens eget basutbyte med neutrala saltlösningar spela rollen av en ganska ödesdiger felkälla vid bestämning av absorberade baser enligt GEDROIZ metod. Detta är skälet varför jag ej använt denna eller liknande. Beträffande bestämningen av själva konstituenterna i det absorberande kolloidkomplexet är min egen s. k. oxalatmetod (TAMM 1922) att föredraga framför GEDROIZ' extraktion med alkali, när det gäller jordar av den typ, som det här är fråga om, och har därför kommit till användning. Principen för oxalatmetoden är följande: ett jordprov extraheras med en lösning av surt ammoniumoxalat, blandat med neutralt ammoniumoxalat, vilken lösning har ett p_H av 3,2—3,3. Härvid upplöses hela komplexet, aluminiumhydroxid och ferrihydroxid (resp. humat) och kiseltsyra gå i lösning. Av kiseltsyra löses lika mycket som av utspädda alkalier och samtidigt sönderdelas markmineralen blott

obetydligt. Metoden har av mig underkastats en förnyad granskning som snarast skall offentliggöras.

Vad slutligen beträffar bestämning av de absorberade vätejonerna enligt GEDROIZ, så är detta givetvis en undersökning av stor betydelse. Det har emellertid ej ingått i planen för mitt arbete att utföra en mer ingående utredning av markens surhetstillstånd, vilken fråga samtidigt bearbetats av professor HESSELMAN (1926). Jag har därför ej heller gjort några analyser för bestämning av de absorberade vätejonerna utan har endast utfört enkla p_H -bestämningar å prov från olika skikt i de profiler, som undersökts. Sådana enstaka bestämningar ha, såsom nyligen STEBUTT i anslutning till WIEGNER (STEBUTT 1930, s. 248) framhållit, föga värde vid ett vetenskapligt studium av markens surhetstillstånd, medan de ur praktisk synpunkt kunna vara viktiga. Jag har emellertid ej strävat efter annat än att uppnå en grov orientering i markens surhetsgrad i anslutning till de övriga kemiska bestämningarna.

KAP. 3. Arbetsmetoder i fält och på laboratorium.¹

Fältmetoder.

Profilundersökning i fält. Uttagning av jordprov. Profiler upptogs på lämpliga punkter i början till c:a 1 meters djup. Detta djup visade sig i en del fall vara tillräckligt, i andra alldeles för litet. Senare ha därför en mängd profiler upptagits till 2 och 3 meters djup. Genom dessa studier kunde småningom markprofilerna indelas i typer, vilka jag lärde mig att i de allra flesta fall säkert fastställa genom grävning till c:a 40 cm:s djup och borrhning med spiral-jordborr till ytterligare c:a 40 cm:s djup. Alla analysprov insamlades emellertid i grävda profiler. Med hjälp av en stickborr sökte jag i den mån det var möjligt att konstatera hällens nivå, vilket i allmänhet lyckas, om den ligger inom 1 m:s djup. Analysprov uttogos städse med tanke på att de skulle i möjligaste mån vara representativa för ett visst individuellt skikt i markprofilen. I allmänhet har jag sökt att med en bredbladig kniv uttaga vertikala pelare genom skiktet. Stundom ha överlagrande skikt avlägsnats och så har med kniven skiktet avskalats inom en bestämd liten yta intill sin undre gräns. Eftersom gränserna mellan de olika horisonterna i en markprofil ofta äro oskarpa, så vidlåder alltid ett visst subjektivt moment provtag-

¹ Av vissa delar av detta kapitel lämnas här endast ett sammandrag, medan en utförlig behandling ingår i den tyska framställningen, sid. 356—408.

13. *Meddel. från Statens Skogsförsöksanstalt.* Häft. 26.

ningen i fält. I allmänhet har provens storlek varit 0,5—1 kg. Stundom kan man ej få annat än små kvantiteter, när skikten äro helt tunna. Där så var möjligt, antecknades grundvattennivåns läge i profilen.

Provtagning av grundvatten. Detta skedde med hjälp av en mäs-singssond (1,5—2 m lång, 4 mm:s inre diameter) och en liten kvicksilver-pump på sätt som jag tidigare (1925) utförligt beskrivit. Vattenprovens volym var i allmänhet 35 kbcm utom i några fall, då 500 kbcm:s prov för utförligare analys uppsögos. De små flaskorna fylldes ända upp, så att ingen luftblåsa bildades under proppen. Analysen gjordes omedel-bart, inom 30—60 minuter sedan provet insamlats. De stora proven analyserades på laboratoriet i Experimentalfältet.

Syrebestämning på grundvattensprov i fältlaboratoriet. Syrehalten bestämdes enligt WINKLERS metod medelst manganklorur, jodkaliumhaltig natronlut, saltsyra och titrering med tiosulfat. Därvid användes en byrett, indelad i femtiondedels kbcm. Metodens noggrannhet under de givna betingelserna har av mig utförligt beskrivits tidigare¹ (1925 a, s. 4—8).

Järnbestämning. Fem kbcm av vattenprovet prövades först med en droppe Na₂S-lösning (enl. WINKLER). En halt av Fe^{II}-joner ger sig där-vid tillkänna genom hastig brunfärgning av vätskan, vilken färgning för-sviner vid tillsats av vinsyra. Av färgningens intensitet kan man be-döma, om vattnet är järnrikt eller järnfattigt. För att bestämma järn-halten kvantitativt gjordes kolorimetrisk bestämning med rodankalium enligt en metod, vars princip är beskriven av LUNGE-BERL (1921, s. 549—550). En för fältmässig undersökning lämplig form av metoden ut-arbetades, varjämte en kritisk granskning av de eventuella fel, som kunde förorsakas av närvarande mängder mineralslam och humus, utfördes. Re-sultatet blev, att metoden är lämplig för massundersökning och att den även vid närvaro av stora mängder mineralslam och humusmängder är en god skattningsmetod, som med fördel kan användas på vatten med en järnhalt av 0,0001—0,020 gr FeO per l. Om ett vattenprov är järnrikare än vad som motsvarar 0,020 gr per l, måste detsamma utspädas med järnfritt vatten före undersökningen.²

Bestämning av markens surhetsgrad. Härvid användes den av KÜHN angivna kolorimetriska metoden. Jorden uppslammats i vatten och blandas med bariumsulfat och indikatorlösning. På ett par minuter bildar det sig ett klart vätskeskikt, vars färg bestämmes. Resultaten må ej betraktas annat än som grova bestämningar.

¹ I min uppsats av 1925 anges att vid analyserna manganosulfat kommit till användning i stället för manganklorur. Detta är emellertid beroende på ett skrivfel. Det senare saltet har städse använts i enlighet med föreskrifterna för metoden.

² Metodiken är utförligt behandlad i den tyska framställningen.

Laboratorieundersökningar.

Kemisk analys av jordprov. De till laboratoriet anlända jordproven lufttorkades, siktades därefter genom ett mäsningstrådnät med 2 mm:s maskor, varvid det som stannade på sikten benämndes grovmaterial. Endast det som gick igenom, finmaterialet, användes för analysen. Procenten av olika ämnen anges sedan genomgående i förhållande till lufttorkat finmaterial, varjämte procenten finmaterial av hela provet bifogas. Humushalten har bestämts genom förbränningsanalys enligt en av VESTERBERG angiven metod (se TAMM 1917), varjämte provets viktförlust genom upphettning till svag rödglödning bestämdes. Skillnaden mellan glödgningsförlusten och humushalten har benämnts vatten, men är naturligtvis en osäker storhet. Humushalten fås nämligen genom multiplikation av den funna kolsyrehalten med faktorn 0,471, vilken endast approximativt är riktig. Dessutom kunna vid glödning vissa mineralbeständsdelar (tvåvärdigt järn) upptaga något syre och därigenom öka i vikt. Kvävehalten har bestämts i ett mindre antal prov medelst KJELDAHLS metod.

Vid bestämning av SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ha endast kända, beprövade metoder kommit till användning. HILLEBRANDS (1916) föreskrifter ha därvid varit vägledande. Järnet har emellertid endast bestämts som Fe_2O_3 , på grund av de svårigheter, som äro förknippade med bestämning av tvåvärdigt järn vid närvaro av humusämnen. De erhållna siffrorna för Fe_2O_3 gälla därför summan $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, beräknad som Fe_2O_3 .

De i kolloidalt tillstånd utflockade mängderna av Al_2O_3 , Fe_2O_3 och SiO_2 ha bestämts medelst oxalatmetoden (TAMM 1922). Härvid må påpekas, att av kiselsyra erhålles lika mycket som medelst utspädda alkalier (TAMM 1922, s. 400), samt att ingen kiselsyra utlöses med utspädda alkalier i den med oxatatlösning först extraherade jorden.

På initiativ av fil. d:r O. ARRHENIUS har i jordproven den citronsyrelösliga fosforsyran bestämts, d. v. s. den mängd fosforsyra som går i lösning vid provets skakning 48 timmar med en tvåprocentig citronsyrelösning.

Bestämningar av jordens surhetsgrad. Å de lufttorkade analysproven har p_{H} -talet bestämts medelst kinhydronmetoden av fröken G. LAURENTZ. Därjämte har jag å samma prov utfört kolorimetrisk p_{H} -bestämning enligt KÜHN (se sid. 180). Resultaten av de båda metoderna stämma mycket väl överens. Emellertid måste det anmärkas att proven lagrats många år innan p_{H} -bestämningarna utfördes. Av denna anledning har jag, som ovan nämnts, gjort några kolorimetriska bestämningar i fält i olika profiltyper. Resultatet avviker icke mycket från bestämningarna

på de gamla proven, men naturligtvis få såväl de ena som de andra endast betraktas såsom grovt orienterande.

Kemisk analys av grundvatten. Härvid bestämdes avdunstningsåterstoden och dennas viktförlust vid försiktig glödning. Differensen benämndes organiska ämnen. Därtill bestämdes vattnets syreförbrukning genom oxidation med kaliumpermanganat i sur lösning (metod, se LUNGBERL, II s. 498, 1921). SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO bestämdes med samma metoder som i fråga om jordproven. Magnesium har bestämts medelst kvicksilveroxidmetoden, varefter alkalierna erhöles genom vägning av kloriderna och avskiljande av kalium såsom kloroplatinat.

Beräkning av vittringens kvantitativa resultat.

De genom vittringen förändrade jordmånsskiktens ursprungliga sammansättning. Tidigare (1920, kap. 2) har jag visat, att moräner och sandjordar, som äro opåverkade av jordmånsbildningen, ha en ytterst likformig sammansättning i nordsvenska urbergstrakter. Detta bestyrkes i hög grad av det i kap. 12 av denna avhandling återgivna analysmaterialet, varav en betydande del är analyser av ovittrade moränskikt. I fråga om de markprofiler, som behandlats i detta arbete, har jag därför städse utgått från att de av jordmånsbildningen förändrade skikten en gång haft underlagets sammansättning. Då en stor del av profilerna äro belägna inom ett mycket begränsat område på Kulbäcksliden, har jag ej ansett det vara nödvändigt att ifråga om dessa underkasta underlaget analys i varje speciellt fall. Jag har i stället av tvenne moränanalyser från försöksfältet i Kulbäcksliden, vilka stämma väl överens med varandra (analys 37 från profil 8 och analys 57 från profil 13, se kap. 12), bildat ett medeltal, som jag i det följande benämner Kulbäckslidens standardmoränsammansättning, och som jag använder i fråga om alla de profiler från Kulbäcksliden, där underlaget ej underkastats särskild analys.

Analysernas beräkning. Först har sammansättningen hos provets s. k. mineralkomponent beräknats genom att från analysen subtrahera de funna procenttalen för humus, vatten och kolloider (SiO_2 , Al_2O_3 och Fe_2O_3). Resten är då mineralkomponenten, vars procentiska sammansättning uträknats. Härefter har mineralkomponentens kvartshalt beräknats på följande sätt: Halten av kalium och natrium räknas såsom kali-, resp. natronfältspat. Fosforsyrehalten, om den var bestämd (i jordarterna från Kulbäcksliden är den totala fosforsyrehalten allmänt synnerligen låg, 0,01—0,04 %, och bestämdes därför vanligen ej), räknas som apatit. Resterande mängder av aluminium och kalcium jämte halten av järn och magnesium räknas härefter såsom ortosilikat, varvid en tredjedel av järnet

antages befinna sig i trevärdig form och två tredjedelar i tvåvärdig. Den kiselsyra, som åtgår till såväl fältspater som övriga silikat, drages från den funna kiselsyremängden, varvid resten är kvarts.

Under antagande av att kvartsen hållit sig intakt vid vittringen, är det nu en enkel räkneoperation att uträkna de bortförda mängderna av olika ämnen i ett jordprov, som undergått vittring. Tabell 1 visar en sådan beräkning.

Tab. 1. Beräkning av de utlösta mängderna av olika ämnen ur en blekjord, d. v. s. en A₂-Horisont. (An. 35, profil 8, sid. 334.)

Berechnung der bei der Verwitterung ausgelaugten Mengen verschiedener Stoffe in einem A₂-Horizont.

	Blekjordens mineralkomponent Die Mineralkomponente des A ₂ -Horizonts	Underlagets mineralkomponent Die Mineralkomponente des C-Horizonts	Blekjordens mineralkomponent, beräknad i % av ursprungl. befintlig mängd Die Mineralkomponente des A ₂ -Horizonts, in Prozenten der ursprünglich vorhandenen Mengen verschiedener Stoffe berechnet	Differenser, d. v. s. genom vittringen bortförda mängder olika ämnen Differenzen, d. h. durch die Verwitterung ausgelaugte Mengen verschiedener Stoffe	Vittringsgrad Verwitterungsgrad
SiO ₂	79,54 %	75,30 %	69,10 %	6,19 %	17,5 ¹ %
TiO ₂	0,52	0,41	0,45	(— 0,04)	—
Al ₂ O ₃	11,54	13,23	10,03	3,20	24,4
Fe ₂ O ₃	0,88	2,26	0,77	1,49	65,9
MgO	0,22	0,82	0,19	0,63	76,8
CaO	1,42	2,28	1,24	1,04	45,6
Na ₂ O	2,69	2,85	2,34	0,51	17,9
K ₂ O	3,19	2,85	2,78	0,07	2,5
Summa	100,00	100,00	86,90	13,09	
Kvarts Quarz	46,06	40,06	40,06	0,00	

¹ Gäller silikatiskt bunden kiselsyra. In Silikaten gebundenes SiO₂.

$$\frac{\text{Blekjordens vittringsindex}}{\text{Verwitterungsindex des A}_2\text{-Horizontes}} = \frac{1,49 + 0,63 + 1,04}{2,26 + 0,82 + 2,28} = 58,9.$$

I min avhandling av 1920 ha utförts liknande beräkningar, varvid eventuella felkällor underkastades en kritisk granskning. I den nu föreliggandes tyska version finnes även en sådan granskning, varav resultatet blivit, att beräkningsmetoden visserligen äger felkällor, men dock torde giva mycket nära riktiga värden.

Om de vid vittringen utlösta mängderna divideras med de kvantiteter av samma ämnen, som ursprungligen ha förefunnits, så erhålles den procent av varje ämne, som försvunnit vid jordmånsbildningen. Jag har

redan tidigare benämnt dessa procenter vittringsgrader. Beträffande kiselsyran lämpar det sig härvid bäst att beräkna vittringsgraden i förhållande till den silikatbundna kiselsyran, med bortseende från kvartshalten. För att dessutom erhålla ett talvärde, som på känsligaste sätt kännetecknar ett vittrat skikt, har jag bildat summan av de vid vittringen bortförda mängderna Fe_2O_3 , MgO och CaO och dividerat denna summa med summan av mängderna av samma ämnen i den ursprungliga jordarten. Det på så sätt erhållna talet benämnes vittringsindex. Eftersom de tre nämnda ämnena utlösas i förhållandevis stor utsträckning vid vittringen, blir vittringsindex ett tal, som klarare och snabbare än en tabell upplyser, om ett skikt är vittrat eller ej. I följande framställning komma därför vittringsindices och vittringsgrader att användas i och för bedömning av vittringen.

KAP. 4. Beskrivning av Kulbäckslidens och Roklidens försöksfält. Geologiska kartor.

Kulbäckslidens försöksfält (13,75 hektar) ligger på Kulbäckslidens försökspark i sydöstra Västerbotten på $64^{\circ}11'$ nordlig latitud samt på $1^{\circ}30'$ östlig longitud, från Stockholms observatorium räknat. Berggrunden utgöres av en finkornig, biotitrik gnejs. Trakten bildar en övergång mellan Västerbottens kustland med dess lerterränger, som omväxla med mer eller mindre vattenbearbetade moräner, sand och kalspolade berg hållar, och det högre liggande, enformiga inlandet, där kala berghållar äro relativt sällsynta, och där morän och torv äro de rådande jordarterna. Gränsen mellan kustregionen och inlandet utgöres av det senglaciala havets högsta strandlinje, marina gränsen (M. G.) eller som den även benämnes baltiska gränsen (B. G.), vilken skär försöksfältet i dess nedre del vid en höjd över havet av 257 m. Större delen av försöksfältet ligger inom den övre delen av en lång moränsluttning mot den lilla ån Kulbäcken. Det är denna vidsträckt moränlid, som fått namnet Kulbäcksliden. Det nordvästra hörnet av fältet omfattar en liten del av Degerö Stormyr, som är en större platåmyr, samt en moräntäckt bergrygg, som skiljer denna myr från liden. På ett ställe sänker sig ryggen så pass, att myrens torvbildningar och lidens stöta tillsammans. Parallellt med den nämnda moränryggen löpa flera andra sådana i ungefär NNW-SSO-lig riktning, vilket sätter sin prägel på traktens allmänna topografi.

De geologiska förhållandena på själva försöksfältet framgå av kartan fig. 7. Ovan marina gränsen utgöras de lösa jordlagren uteslutande av morän och torv, under densamma tillkommer sand, varjämte moränerna

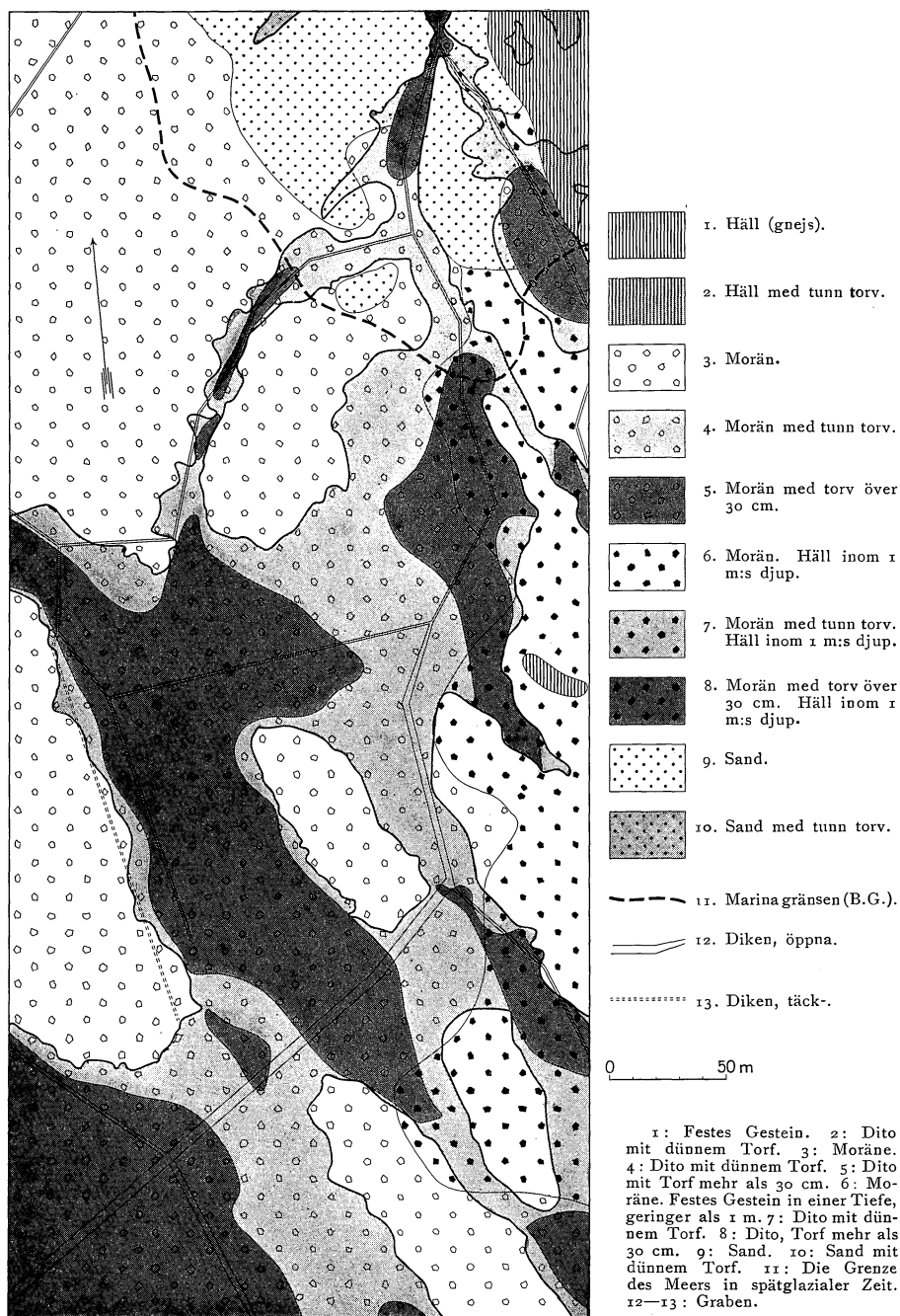


Fig. 7. Geologisk karta över försöksfältet i Kulbäcksliden, upprättad av O. TAMM. Den hel-
 dragna grova linjen skiljer området med torvbildande flora från det där denna sak-
 nas eller blott förekommer i spridda fläckar. Den är hämtad från C. MALMSTRÖM,
 1931, fig. 6. Denna linje kan sägas vara gränsen mellan frisk och försumpad mark.
 Geologische Karte des Versuchsfeldes Kulbäcksliden von O. TAMM. Die dicke Grenzlinie ist die
 Grenze der torfbildenden Vegetation und zeigt ungefähr die Verteilung von versumpftem Boden und
 gesundem Boden an.

merendels äro något bearbetade av vatten. Av lera finnes blott ett litet obetydligt lager under sand i fältets nordgräns, vilket ej framträder å kartan. Moränerna äro tunna inom den östra delen av fältet (se kartan), medan de i övrigt äro betydligt mäktigare. Inom fastmarken i fältets sydvästra del nådde jag sålunda hällen på en punkt vid 255 cm:s djup under markytan, och på flera andra ställen har vid grävningar till 170, 185, 230, 280 och 300 cm hällen ej uppnåtts. Det är således troligt att moränen inom huvuddelen av fältet är 2—3 m mäktig. Den vanliga, av vatten ej bearbetade moränen på försöksfältet är mycket likformig, morik och har en måttlig halt av stenar. Den mekaniska sammansättningen framgår av analyser, vilka utförts å moränprov, som togos vid anläggningen av brunnar för grundvattenståndsobserverationer (se sid. 190) och som ställts till mitt förfogande av professor HESSELMAN. De utfördes redan år 1910, se tabell 2. Moränen karakteriseras mineralogiskt av att dess stenar huvudsakligen utgöras av traktens gnejser och något revsundsgranit. Man kan säga att den ur skogsmarkssynpunkt är medelgod med hänsyn till sin mineralogiska beskaffenhet, men enligt analyserna är den fattig på fosforsyra (apatit).

Tab. 2. Mekaniska analyser av moränprov från Kulbäckslidens försöksfält.
Analytiker: O. TAMM.

Mechanische Analysen von Moränenproben aus dem Versuchsfeld Kulbäcksliden.

Punkt (s. fig. 36)	Grovmaterial > 2 mm	Finmaterial < 2 mm	Finmaterialet:			
			2—0,5 mm	0,5—0,2 mm	0,2—0,02 mm	< 0,02 mm
IV, 1,0 m. djupt.....	31,0 %	69,0 %	24,2 %	16,6 %	46,0 %	13,2 %
IV, 2,0 » »	31,1	68,9	20,5	15,0	47,8	16,7
V, 0,75 » »	21,8	78,2	19,4	13,3	48,9	18,4
V, 1,0 » »	22,6	77,4	17,8	14,0	50,4	17,8

Nedanför marina gränsen är moränen mer stenig än ovanför, delvis på grund av vattenbearbetningen. Detsamma gäller ett par stråk i slutningen, vilka troligen varit avlopp för ytvatten.

Den sand, som träffas i fältets norra del, är ett parti av ett litet randdelta, som byggts upp av någon obetydlig isälva intill det senglaciala havets yta, bildande ett terrassplan. Sandens mäktighet torde vara 3—5 meter.

Torven når i fältets sydvästra del en mäktighet av flere meter (inom Degerö stormyrs område). Å fältets centrala delar når torven flerstädes en mäktighet av 80—110 cm, men är å övriga ställen tunnare.

De geologiska förhållandena i försöksfältets omgivning har beskrivits och karterats av förf. i TAMM och MALMSTRÖM (1926), till vilket arbete

här må hänvisas. De överensstämma i det hela med försöksfältets, men på lägre nivå vidtager ett stort område av ishavslera.

Klimatet i Kulbäcksliden kännetecknas av en årsmedelnederbörd, mätt i byn av samma namn under åren 1911—1929, av 496,7 mm med månadsmaximum, 69,2 mm i augusti. Årsmedeltemperaturen, mätt å kullen Flakatjälen å c:a 1 km:s avstånd från försöksfältet, är + 0,7 grader C med månadsmedia för resp. januari, april, juli och oktober: —10,5, —1,3 + 14,2 och — 0,7 grader. Mera detaljerade siffror för såväl nederbörd som temperatur återfinnas hos MALMSTRÖM (1931 s. 16), till vilket arbete jag här hänvisar.

Roklidens försöksfält (8,64 hektar) är beläget inom Piteå revir i södra delen av Norrbottens län 26 km väster om Piteå, å 65°19' nordlig latitud samt 2°52' östlig longitud från Stockholms observatorium. Berggrunden utgöres av medelkornig gnejs av röd till grå färg, ofta med pegmatitinlagringar och ej sällan granitisk. Den går i dagen på en mängd punkter norr om fältet i dess omedelbara grannskap. Liksom Kulbäckslidsområdet är trakten en övergång mellan den norrländska kustregionen och det övervägande av morän och torv täckta inlandet, men denna övergång ligger här närmare kusten.

Försöksfältet är beläget 253,5—243 m ö. h. i nedre delen av en lång, jämn sluttning mot den lilla älven Rokån. Dess läge i förhållande till marina gränsen är något oklart, enär denna gräns ej är fullt tydligt utbildad i sluttningen. HÖGBOM (1906, sid. 202) uppger ett värde av 240 m för B. G. på berget Kalahatten, som ligger på 7 km:s avstånd i östlig riktning. Dr E. GRANLUND, som nyligen utfört bestämningar av B. G. i Fällfors vid Byskeälven i samband med Sveriges Geologiska Undersöknings rekognosceringar, har godhetsfullt meddelat mig siffran 252 m för B. G. Fällfors ligger 22 km från Rokliden i SSW-lig riktning. På Roklidens försöksfält och däromkring förekomma små sandlager, nedsvämmade i terrängens grunda depressioner, upp till en nivå av 252 m, varjämte moränen till ungefär denna nivå flerstädes tyckes vara sandig och något vattenbearbetad i ytan. Allt detta torde lättast förklaras genom påverkan av havet, som i så fall borde ha nått upp till den nämnda nivån.

De geologiska förhållandena på försöksfältet illustreras av kartan, fig. 8. De lösa jordlagren utgöras av morän, dels så att säga normal, dels något vattenbearbetad, sand och torv. Moränerna äro ganska tunna inom ett område i fältets västra del (se kartan), där man träffar hällen inom 1 m:s djup. Mot väster blir den mäktigare, grävningar ha gjorts till resp. 170, 270, 210, 270, 310, 216 och 177 cm:s djup, utan att hällen nåddes. Det är således troligt att moränen här är åtminstone c:a tre meter mäktig. Den normala moränen är mycket likformig och ganska morik, dess

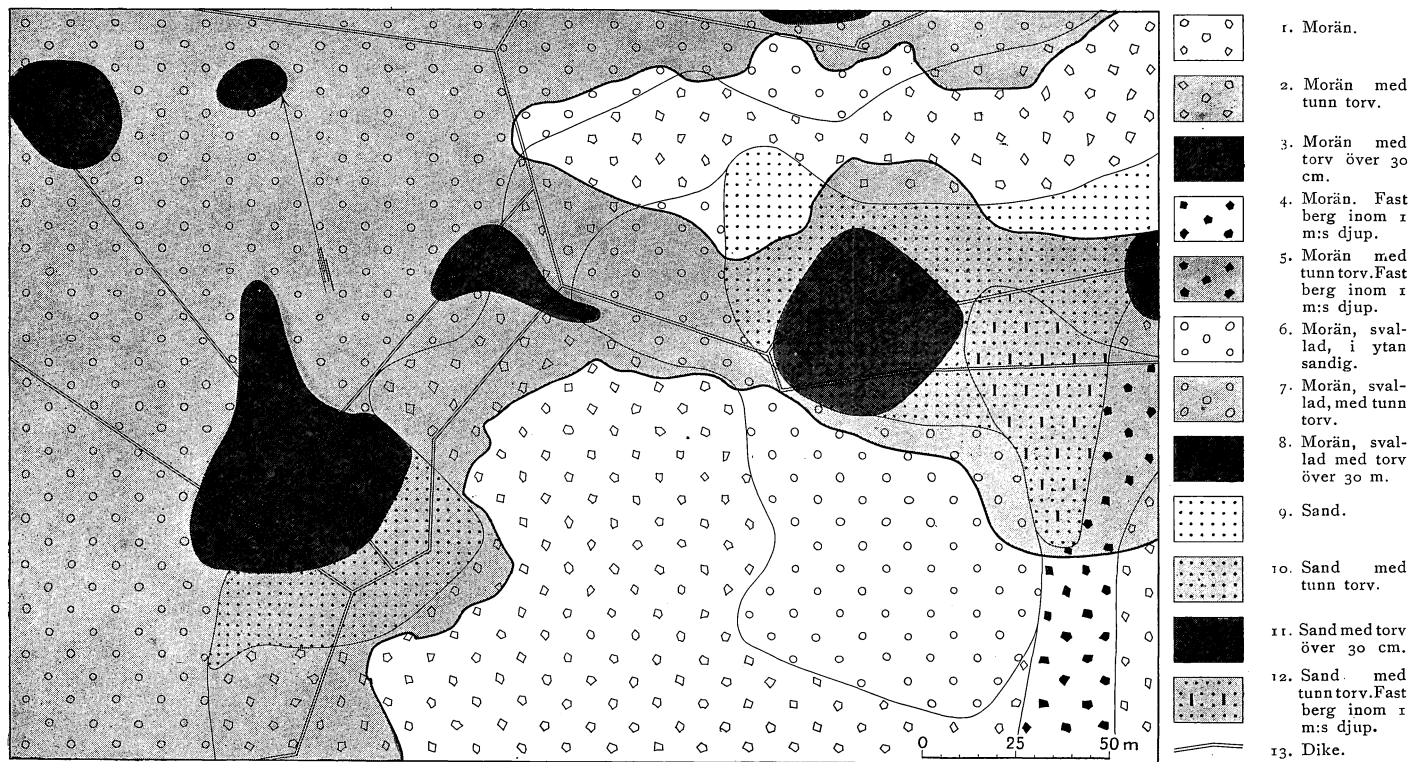


Fig. 8. Geologisk karta över försöksfältet i Rokliden, upprättad av O. TAMM. Den heldragna, grova linjen skiljer området med torvbildande flora från området, där denna flora saknas eller blott förekommer i spridda fläckar. Den är hämtad från C. MALMSTRÖM, 1931, fig. 30. Denna linje klargör sålunda ungefärligen gränsen mellan försumpad mark och frisk mark.

Geologische Karte des Versuchsfeldes Rokliden von O. TAMM. Die dicke Grenzlinie, s. Fig. 7. Bezeichnungen 1—5, s. Fig. 7. 6. Moräne, sandig. 7. Dito mit dünnem Torf. 8. Dito mit Torf mehr als 30 cm. 9. Sand. 11. Dito mit Torf mehr als 30 cm dick. 12. Sand mit dünnem Torf, festes Gestein in einer Tiefe, geringer als 1 m. 13. Graben.

mekaniska sammansättning belyses av tabell 3, som innehåller några analyser, som professor HESSELMAN tidigare låtit utföra och som han tillåtit mig att här meddela. Moränernas mineralogiska beskaffenhet belyses av att man bland deras stenar träffar en myckenhet graniter men även gnejser och leptiter, finkorniga dioriter, täta diabaser och amfiboliter. Den mineralogiska beskaffenheten hos moränen torde på grund av den ganska rikliga förekomsten av grönstenar kunna sägas vara snarast något bättre än medelgod.

Tab. 3. Mekaniska analyser av moränprov från Roklidens försöksfält.

Analytiker: G. LAURENTZ.

Mechanische Analysen von Moränenproben aus dem Versuchsfeld Rokliden.

Punkt (s. fig. 38)	Grovmaterial > 2 mm	Finkmaterial < 2 mm	Finmaterialet:			
			2—0,5 mm	0,5—0,2 mm	0,2—0,02 mm	< 0,02 mm
I a, 0,5 m djupt	16,1 %	83,9 %	17,4 %	15,0 %	42,2 %	25,4 %
» 1,0 » »	13,5	86,5	15,5	14,0	43,5	27,0
» 2,0 » »	30,9	69,1	25,6	15,2	37,5	21,7
» 3,0 » »	20,7	79,3	19,8	14,0	39,7	26,5
XIX	23,2	76,8	17,4	16,0	38,5	28,1
III	24,3	75,7	18,5	60,0		21,5

Den vattenbearbetade moränen är stenrikare och sandigare i ytlagren än den normala. Sanden bildar tvenne föga mäktiga lager (se kartan), fyllande ut små depressioner i moränen. Även torven fyller ut terrängens ojämnheter och når därför fläckvis en mäktighet av över 30 cm, dock aldrig mer än 70 cm. Tack vare torven och sandlagren verkar terrängen jämnare än vad som motsvarar moränens topografi.

Omgivningarnas geologiska förhållanden överensstämmer i stort sett med försöksfältets. Ett stycke längre ned i liden övergår den av vågor bearbetade moränen i grovt svallgrus och nära Rokån börja älvsediment, bildande terrassformiga plan. Även ovanför 252 meters nivå träffas spår av vattenbearbetning i form av sandiga moräner. Talrika hållar vittna här om en relativt ringa allmän mäktighet hos moräntäcket.

De klimatiska förhållandena kännetecknas av en årsmedelnederbörd av 531 mm med månadsmaximum 80,7 mm i augusti, mätt vid det närbelägna Fagerheden 1906—1929. Detaljerade siffror finnas hos MALMSTRÖM (1931, sid. 50). Temperaturförhållandena belysas av att Piteå, som ligger på c:a trettio km:s avstånd vid kusten, har en medeltemperatur av 1,9 grader och månadsmedia för resp. januari, april, juli och oktober resp. —9,6, +0,4, +16,2, +2,1 grader. Mera detaljerade siffror finnas i MALMSTRÖMS arbete (l. c.). Rokliden måste emellertid ha en genomgående något lägre temperatur än Piteå.

KAP. 5. De undersökta områdenas jordmånstyper och dessas relationer till grundvattenståndet.

Grundvatteniakttagelser i olika jordmånstyper.

Grundvattennivåns läge under olika år och årstider inom olika jordmånstyper belyses av det av professor HESSELMAN hopbragta materialet av grundvattenståndsmätningar i ett antal brunnar på de båda försöksfälten (se HESSELMAN, s. 104—116 i MALMSTRÖM 1931). Dessa grundvattenståndsmätningar giva för de speciella punkter (s. fig. 36 och 38), där de utförts, mycket god ledning för bedömande av grundvattennivåns betydelse för utbildning av olika jordmånstyper och varianter. Som material för fastslående av vilket grundvattenstånd, som i allmänhet erfordras, för att den ena eller andra markprofiltypen skall komma till utbildning, räcker antalet undersökta punkter dock ej till. Därvid kommer emellertid den allmänna uppfattning, som jag har fått genom upptagande av 100-tals profiler, till hjälp. Vid detta arbete har jag nämligen givetvis fått en viss föreställning om grundvattnets ungefärliga läge och profilens samband med de rådande fuktighetsförhållandena, och denna bild stämmer utmärkt med de exakta siffror, som framgå för enskilda lokaler av grundvattenståndsobservationerna i HESSELMANS material. Detta är således från min synpunkt sett att betrakta som ett antal goda exempel på grundvattnets läge och fluktuationer inom olika marktyper, vilka exempel stämma med min allmänna erfarenhet om grundvattnet inom samma marktyper.

För belysning av grundvattennivåns betydelse har jag ur HESSELMANS primärmaterial sammanställt månadsmedia av grundvattennivåns djup under mineraljordens yta under månaderna juni—oktober för vissa årsperioder. Med utväljandet av dessa månader träffar man förhållandena under den tid då marken är ofrusen och följaktligen jordmånsprocesserna äro i gång. Visserligen kan också i maj marken delvis vara ofrusen, men i denna månad sker i regel snösmältningen och tjällossningen, vilket medför abnorma grundvattenstånd, som bero på tillfälligheter. I november börjar åter marken vanligen att tjälas, varför även denna månad liksom naturligtvis de övriga kalla månaderna äro olämpliga till jämförelser. Av de undersökta grundvattenbrunnarna ha ej medtagits de, som ligga i mark med över 30 cm mäktig torv. I fall med mäktigare torv kunna nämligen vissa komplikationer inträda (jfr sid. 217—223). Beträffande materialet från Rokliden har jag utvalt perioden 1906—1915, d. v. s. tiden före den första dikningen, vilken påverkat det allmänna grundvatten-

ståndet å försöksfältet. Beträffande Kulbäcksliden har det av olika orsaker varit omöjligt att använda någon längre period än de fem åren 1919—1923. Månadsmedeltalen äro angivna medelst grafiska kurvor för de olika brunnarna, se fig. 9—12 och 13—16.

Härvid har jag medtagit kurvor, representerande media dels för hela den undersökta perioden, dels för ett särskilt torrt och ett särskilt vått år inom densamma. Vidare bifogas kurvor för nederbörden under motsvarande tider. På diagrammen äro alla brunnar från ett och samma försöksfält sammanförda, varigenom man bekvämt kan jämföra de olika marktypernas grundvattenstånd.

Järnpodsol.

Allmänna egenskaper. De på försöksfälten förekommande järnpodsolerna tillhöra alla den s. k. friskmarkspodsolen (se sid. 174), som har relativt mäktig blekjord. Den är de relativt torra granskogarnas speciella profil (TAMM 1920, s. 169). Humuslagret varierar i mäktighet men är i allmänhet något tunnare än 10 cm. A₂-horisonten, d. v. s. blekjorden, växlar likaledes i tjocklek men är i medeltal c:a 11 cm (se tabell 4).

Tab. 4. A₂-horisontens (blekjordens) medelmäktighet i olika profiltyper på försöksfälten och i deras omgivningar.

Die mittlere Mächtigkeit des A₂-Horizontes in verschiedenen Profiltypen der Versuchsfelder und ihrer Umgebungen.

	Kulbäcksliden	Rokliden
Järnpodsol (TAMM 1920, s. 249, 1246).....	10,9 cm (14)	11,6 cm (50)
Eisenpodsol		
Järnpodsol, nyare mätningar	10,78 » (162)	13,03 » (50)
Eisenpodsol, neue Messungen		
Järn-humuspodsol	11,29 » (70)	13,74 » (63)
Eisen-Humuspodsol		
Humuspodsol, stark anrikning	15,55 » (65)	16,78 » (62)
Humuspodsol, starke Anreicherung		
Humuspodsol med ortsten	17,35 » (20)	20,40 » (26)
Humuspodsol mit Ortstein		
Humuspodsol med svag anrikning i B-horisonten och tunt humustäcke.....	15,95 » (138)	17,03 » (115)
Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont und dünner Humusdecke		
Humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv (sådana fall, där A ₂ -horisonten säkert skiljer sig från B-horisonten)	13,27 » (37)	13,11 » (25)
Humuspodsol mit schwacher Anreicherung und mächtigem Torf. (Solche Fälle, wo der A ₂ -Horizont sicher vom B-Horizont getrennt werden kann)		

Anm. Efter varje medeltal är antalet observationer utsatt inom parentes.
Nach jeder Mittelzahl ist die Anzahl Beobachtungen in Klammern beigefügt

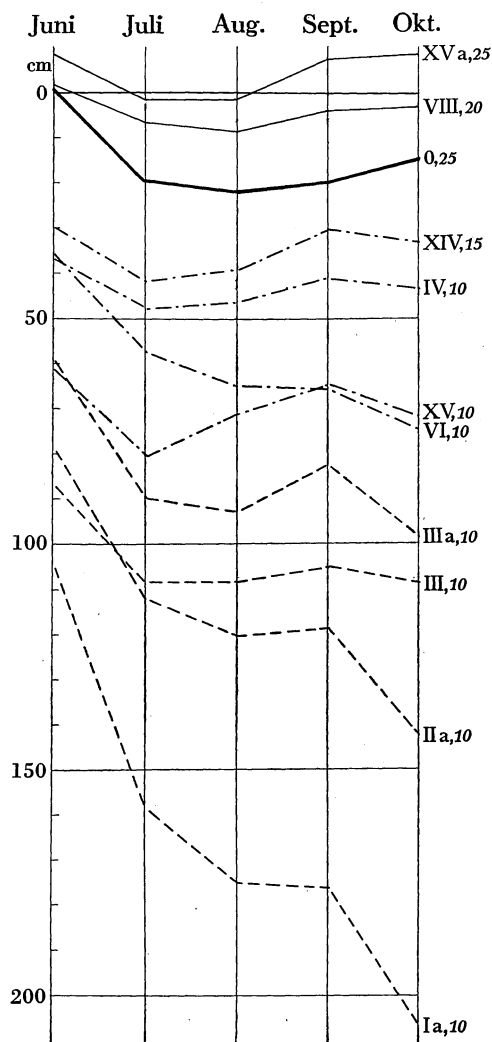


Fig. 9.

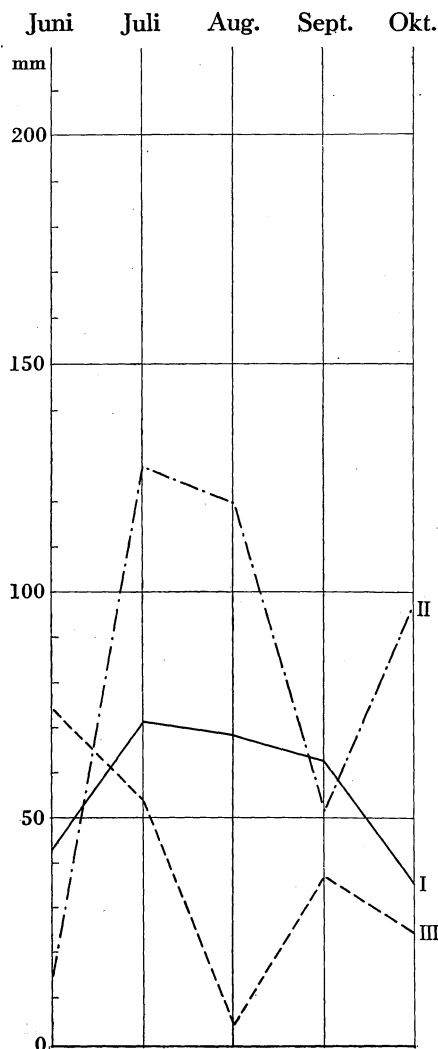


Fig. 10.

Fig. 9. Månadsmedia av grundvattenstånd, mätta i cm under mineraljordens yta, från olika brunnar å försöksfältet i Rokliden, perioden 1906—1915. Romerska siffror: brunns nummer (se kartan, fig. 38). Nr. o ligger utanför själva försöksfältet. Arabiska siffror efter de romerska: humustäckets mäktighet vid respektive brunnar. Helledragna, tunna linjer: humuspodsol med svag anrikning i B-horizonten. Helledragen, grov linje: humuspodsol med stark anrikning. Streck-prickade linjer: järnhumuspodsol. Streckade linjer: järnpodsol.

Monatsmittel der Grundwasserniveaus unter der Oberfläche des Mineralbodens in cm, Periode 1906—1915, Versuchsfeld Rokliden (Karte, Fig. 38). Römische Ziffern: Nummern der verschiedenen Grundwasserbrunnen. Arabische Ziffern neben den römischen: die Dicke der Humusdecke. Dünne Linien: Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. Dicke Linie: Humuspodsol mit starker Anreicherung im B-Horizont. Gestrichelte und punktierte Linien: Eisen-Humuspodsol. Gestrichelte Linien: Eisenpodsole.

Fig. 10. Månadsmedia av nederbörd i Rokliden. I: Perioden 1906—1915, II: 1909, III: 1910. Monatsmittel der Niederschläge in Rokliden. I: 1906—1915. II: 1909, III: 1910.

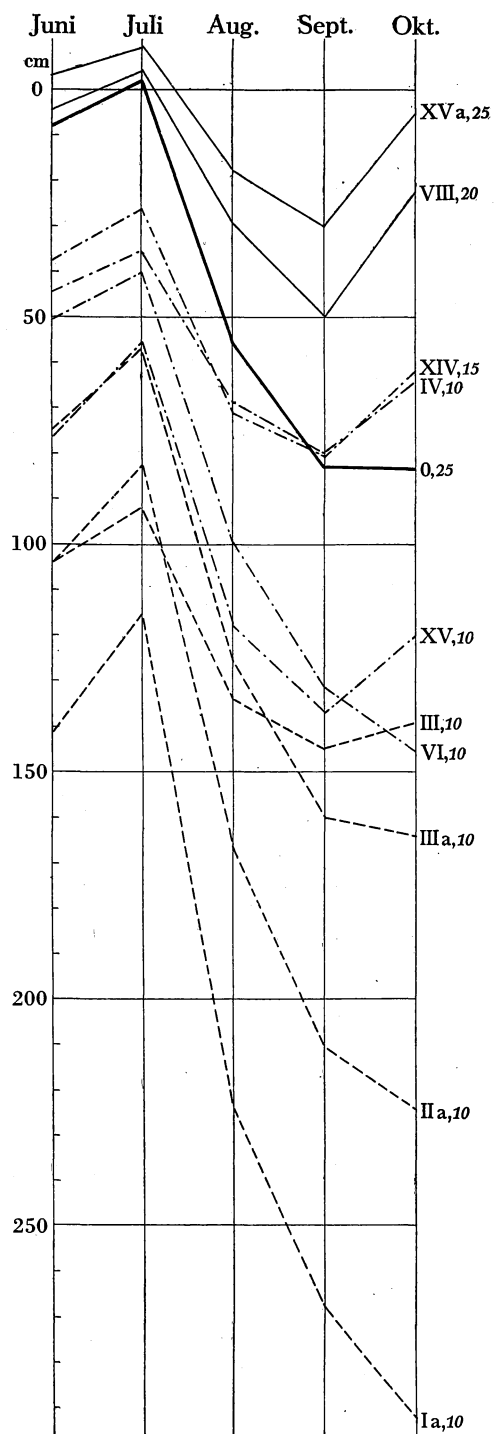


Fig. 11.

Fig. 11. Månadsmedia av grundvattenstånd i Rokliden, ett torrt år: 1910. Beteckningar och förklaring, se under fig. 9.

Monatsmittel der Grundwasserniveaus in Rokliden während eines trockenen Jahres: 1910. Bezeichnungen und Erklärung, s. Fig. 9.

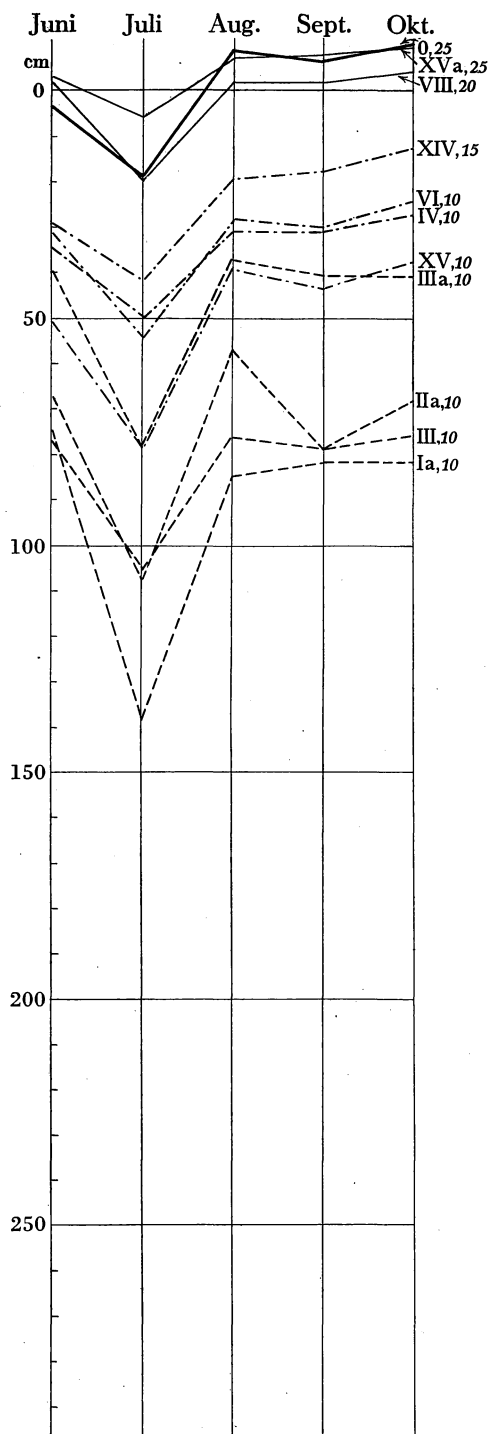


Fig. 12.

Fig. 12. Månadsmedia av grundvattenstånd i Rokliden under ett nederbördsrikt år: 1909.

Monatsmittel der Grundwasserniveaus in Rokliden während eines niederschlagsreichen Jahres: 1909.

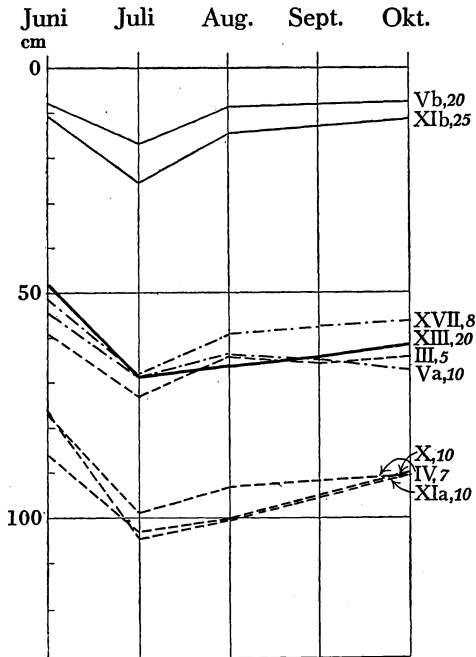


Fig. 13.

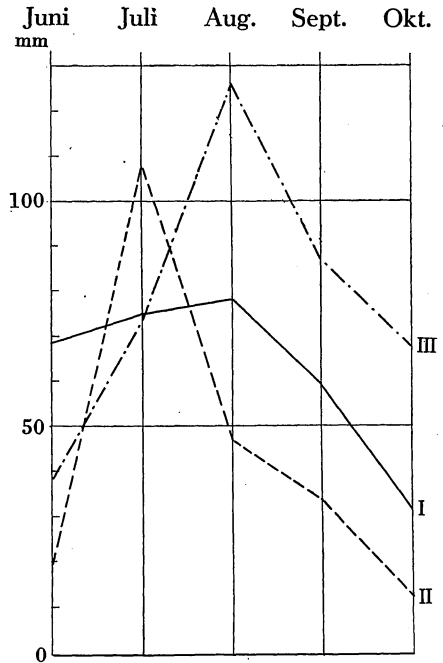


Fig. 14.

Fig. 13. Månadsmedia av grundvattenstånd, mätta i cm under mineraljordens yta från olika brunnar å försöksfältet i Kulbäcksliden, perioden 1919—1923. Romerska siffror: brunnarnas nummer (jfr. kartan, fig. 36). Arabiska siffror efter de romerska: humusäckets mäktighet vid respektive brunnar. Helderagna, tunna linjer: humuspodsol med svag anrikning. Helderagna, grov linje: humuspodsol med ortsten. Streckprickade linjer: järnhumus-podsol. Streckade linjer: järnpodsol.

Monatsmittel der Grundwasserniveaus unter der Oberfläche des Mineralbodens in cm. Periode 1919—1923, Versuchsfeld Kulbäcksliden. (Karte Fig. 36.) Römische Ziffern: Nummern der verschiedenen Grundwasserbrunnen. Arabische Ziffern neben den römischen: die Dicke der Humusdecke. Dünne Linien: Humuspodsolen mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. Dicke Linie: Humuspodsol mit Ortstein. Gestrichelte und punktierte Linien: Eisen-Humuspodsolen. Gestrichelte Linien: Eisenpodsolen.

Fig. 14. Månadsmedia av nederbörd i Kulbäcksliden. I: Perioden 1919—1923, II: 1920, III: 1923.

Monatsmittel der Niederschläge in Kulbäcksliden. I: 1919—1923, II: 1920, III: 1923.

Den rostfärgade B-horizonten är ofta ännu oregelbundnare än blekjorden med en mäktighet av i allmänhet 10—20 cm, den plägar utan skarp gräns övergå i C-horizonten, d. v. s. underlaget. En svag gleyhorisont förekommer ofta långt under B-horizonten.

Tvenne varianter av friskmarkspodsolen förekomma på försöksfälten och i deras omgivningar, nämligen järnpodsol med och utan ortsten i B-horizonten. Denna ortsten tillhör det slag, som (TAMM 1920 s. 195) benämnts autokton, d. v. s. den är bildad på platsen till följd av nederbördsvattnets direkta nedtvättning av de sammankittande beståndsdelarna

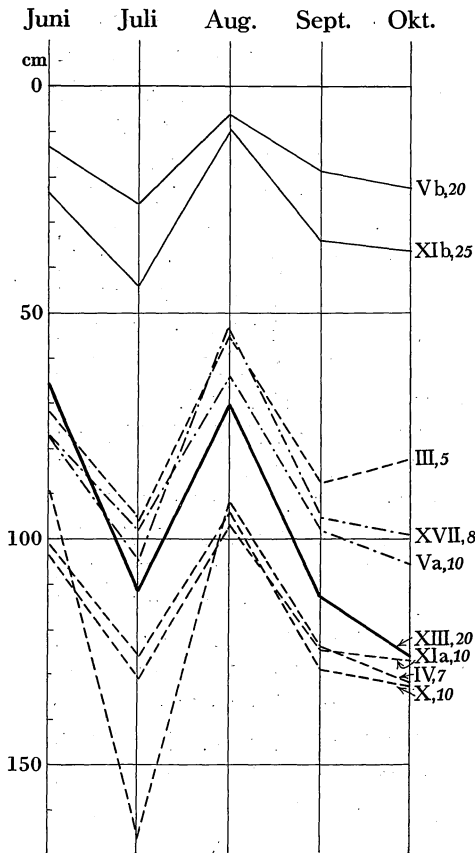


Fig. 15.

Fig. 15. Månadsmedia av grundvattenstånd i Kulbäcksliden under ett torrt år, 1920. Förklaring och beteckningar, s. under fig. 13.

Monatsmittel der Grundwasserniveaus in Kulbäcksliden während eines trockenen Jahres, 1920. Erklärung und Bezeichnungen, s. Fig. 13.

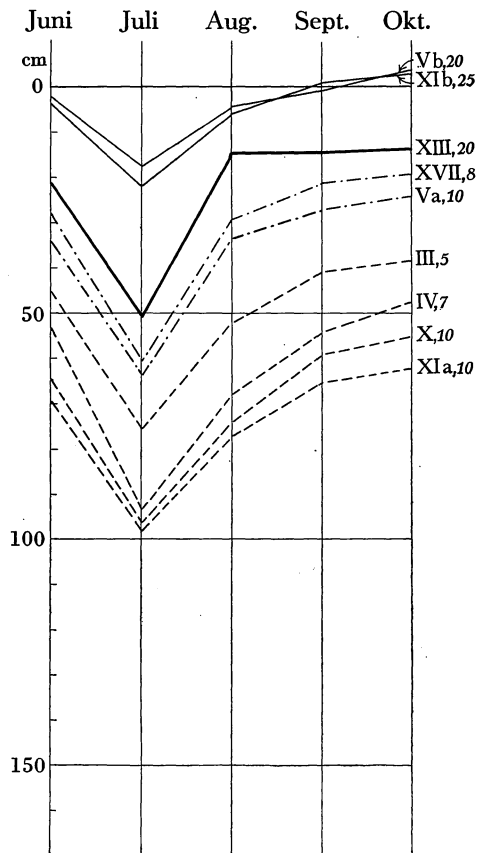


Fig. 16.

Fig. 16. Månadsmedia av grundvattenstånd i Kulbäcksliden under ett nederbördsrikt år, 1923.

Monatsmittel der Grundwasserniveaus in Kulbäcksliden während eines niederschlagsreichen Jahres, 1923.

eller, för att tala med FROSTERUS (FROSTERUS och TAMM 1929, s. 20), genom närfällningarnas avsättning. Eftersom det är järnpodsol, är ortstenen roströd eller rostbrun till färgen och kallas järnortsten; profilen skiljer sig från vanliga järnpodsoler endast genom själva ortstenens förekomst.

På försöksfältet i Kulbäcksliden sammanfaller järnortstenens utbredning noga med förekomsten av sådana genomsläppliga sandavlagringar, som äro bevuxna med mossrik granskog av *Vaccinium*-typ. (Se kartorna fig. 36 och 37.) Detsamma gäller hela försöksparken Kulbäcksliden (TAMM

1926). Varhelst sandavlagringar (med lågt grundvattenstånd) förefinnas inom granskogsområdet, träffas även mäktiga och väl utbildade ortstenar såsom B-horisonter i järnpodsoler. Det må påpekas här, att de nämnda sandavlagringarna sällan äro mycket mäktiga, och då terrängen därtill lutar mot norr, bli de relativt fuktiga och i följd därav bevuxna med mossrik granskog, medan eljest sandavlagringar i trakten i regel äro bevuxna med torra, lavrika tallskogar. Under inflytande av granskogen, som är ett ganska starkt podsolerande växtsamhälle, kommer tydligen sandens från sydligare regioner såsom Jylland och Nordväst-Tyskland kända benägenhet för ortstensbildning till synes, vilket icke är fallet i de torraste, lavrika tallskogarna, som endast förmå bilda tunna humustäcken och som verka svagt podsolerande (jfr TAMM 1920, sid. 204).

Det må påpekas, att studiet av järnortstenarna på Kulbäcksliden på intet sätt ändrat min tidigare uppfattning (1920, s. 242), att ortstenen i övre Norrland i flere fall kan vara nyttig för skogen. Det är nämligen alldeles påtagligt, att *Vaccinium*-granskogen, växer bättre å sandavlagringarna med sin mäktiga och tämligen sammanhängande ortsten än å de bredvid liggande moränerna utan ortsten. Detta beror utan tvivel på för träden gynnsamma fuktighetsförhållanden i sanden ovan ortstenen.

På försöksfältet i Rokliden finnes även järnpodsol med och utan ortsten (se TAMM 1920, s. 246). Moränen på detta fält är här och var sandig i ytlagren till följd av vattenbearbetning (sid. 187). En detaljgranskning av ortstenens förekomst visar att den speciellt förekommer, där moränen är sandig i ytan. Detta stämmer med erfarenheterna från Kulbäcksliden, dock äro förhållandena ej så klara som där.

Det är av ovanstående tydligt, att bildningen av autokton järnortsten i Norrland gynnas av en sandig jordart, under förutsättning av att vegetationen tillhör en typ, som kan åstadkomma stark podsolering. Huruvida ortstenen i järnpodsolområdet på Roklidens försöksfält utövar något skadligt inflytande på skogsträdens växt är svårt att avgöra, enär skogen överallt är mycket oväxtlig på grund av hög ålder, både på ortstenen och på ortstensfria ytor. I mitt arbete av 1920 (s. 242) antog jag, att ortstenen i granmarker på morän i övre Norrland borde vara skadlig, ehuru säkra belägg ej kunde framläggas, medan den å torra tallmarker i samma trakter är av gynnsam verkan på träden. Numera är jag ännu mer tveksam i fråga om ortstenens eventuella skadegörelse. Teorien om denna är helt och hållet hämtad söderifrån, där andra förhållanden råda, och har ej stöd i säkra observationer inom övre Norrland. Det är naturligtvis möjligt, att ortstenen samtidigt kan vara av nytta i torra och genomsläppliga marker, som tack var densamma få ett gynnsamt fuktighetstillstånd, och skadlig i andra marker.

Grundvattenförhållanden. Järnpodsol utbildas på sådana lokaler, där vegetationen ej röner tydlig inverkan av ett högt grundvattenstånd. Även den fuktigaste av de olika järnpodsolvarianterna (se sid. 174) finner man ej sällan utbildad på sediment av stor mäktighet som äro väl dränerade, under förutsättning att jordarten är något så när finkornig och vattenkvarhållande. Järnpodsolmark kan således karakteriseras som en mark med lågt grundvattenstånd.

Av intresse är att lära känna, huru högt grundvattnet genomsnittligt kan ligga i marker där profilen är järnpodsol. För detta ändamål erbjuda brunnarna å de båda försöksfälten ett utmärkt material. Ett par av dem ligga nära gränsen mellan ett område med järnpodsol och ett med järn-humuspodsol, som utbildas vid något högre grundvattenstånd (se nedan). Brunnen III på Kulbäcksliden (läge se fig. 36 och grundvattenstånd se fig. 13, 15 och 16) är särskilt belysande, den ligger på själva gränsen till en järnhumuspodsolyta och har också ett genomsnittligt högre grundvattenstånd än övriga brunnar inom järnpodsolens områden.

Man kan av det ovan givna materialet draga den slutsatsen, att grundvattennivån under juli, den varmaste månaden, i järnpodsolmark bör i genomsnitt ligga allra minst 72 cm under mineraljordens yta. För tiden juni—oktober blir motsvarande siffra allra minst 66 cm (se närmare fig. 9—16).

Kemisk karakteristik. En ingående kemisk karakteristik av den norr-ländska järnpodsolen framlades 1920 i min monografi över denna jordmånstyp. Jag visade där att A_2 -horisonten eller blekjorden är ett skikt, som undergått en kraftig vittring, varvid så gott som all fosforsyra, 50—60 % av järn- och magnesiumhalten samt avsevärda mängder av kalcium, natrium och kalium lakats ut, samt att kiselsyra, järn, aluminium och humus anrikats i B-horisonten. Det kunde sålunda anses vara obehövt att även i detta arbete närmare diskutera järnpodsolen. Efter 1920 har emellertid oxalatmetoden tillkommit, vilken ger en möjlighet att på ett bättre sätt än förut kontrollera kolloidernas vandring även i järnpodsolen, varjämte en kemisk behandling av denna typ ej bör saknas som jämförelsematerial bland de övriga. Jag har sålunda medtagit trenne järnpodsolprofiler ur mitt förra arbete, vilka nu analyserats medelst oxalatmetoden (se kap. 12, profilerna 1, 2 och 3).

Vittringsindices för de tre profilernas A_2 -horisonter äro respektive 63, 30 och 62. Härvid må påpekas, att profil 2 framvisar en abnormt svag vittring jämfört med andra blekjordar, men dess blekjord är i stället ovanligt mäktig (20 cm). Provet från profil 1 är ett generalprov från blekjorden i 20 intill varandra liggande profiler. Siffrorna 63 och 62 torde därför anses såsom normala. Det må i detta samband även framhållas, att den citronsyrelösliga fosforsyran är ytterst låg i blekjorden.

Kolloidanrikningen (bestämd medelst oxalatmetoden samt beträffande humus medelst förbränningsanalys) åskådliggöres av diagrammen i fig. 17 och 18. Såväl humusämnen som aluminium, järn och kiselsyra

anrikas i B-horisonten. Det ena diagrammet representerar en B-horisont utan ortsten, det andra en B-horisont med ortsten. Någon kemisk skillnad mellan de båda har lika litet nu som tidigare (TAMM 1920, s. 192) kunnat konstateras. I mitt arbete av 1920 (sid. 113) ansåg jag mig med viss sannolikhet kunna påvisa en anrikning av 1—2 % kiselsyra i järnpodsolens B-horisont. De värden, som erhållits medelst oxalatmetoden äro lägre. Härvid får man emellertid minnas, att mina tidigare slutsatser grundade sig på en indirekt beräkningsmetod, som är ganska osäker.

Sedan de på olika sätt bestämda kolloiderna från dragits analyserna av rostjord (B-horisonterna), förete dessa en sammansättning, som mycket nära överensstämmer med det ovittrade underlagets. Huruvida någon vittring verkligen sker eller ej under A_2 -horisonten skall i kap. 9 (sid. 283) närmare diskuteras.

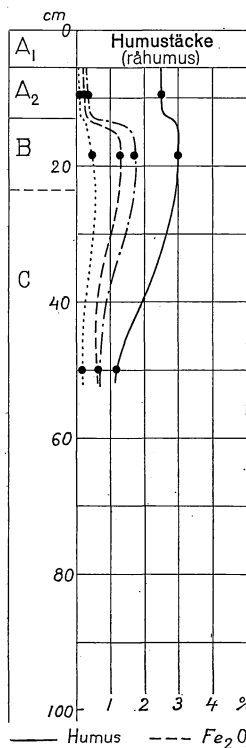


Fig. 17.

Fig. 17. Halten av kolloida ämnen i en järnpodsolprofil (utan ortsten, nr 1, kap. 12). A_1 , A_2 , B, C äro de olika skikten i markprofilen med angivet djup under markytan. A_1 , som är humustäcket, har ej undersökts.

Der Gehalt an kolloiden Stoffen in einem Eisenpodsolprofil (ohne Ortstein Nr. 1, Kap. 12). A_1 , A_2 , B, C sind die Bodenhorizonte mit angegebener Tiefe unter der Bodenoberfläche. A_1 ist die Humusdecke und ist nicht analysiert worden.

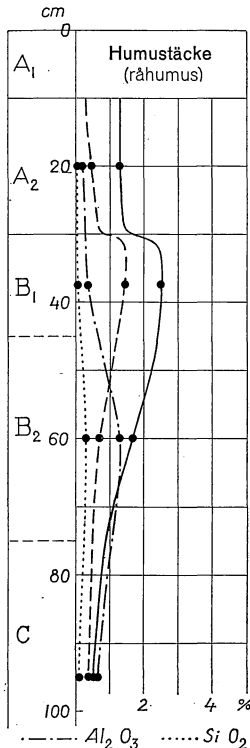


Fig. 18.

Fig. 18. Halten av kolloida ämnen i en järnpodsolprofil (med ortsten, nr 2, kap. 12).

Der Gehalt an kolloiden Stoffen in einem Eisenpodsolprofil (mit Ortstein, Nr. 2, Kap. 12).

Järnhumuspodsol.

Allmänna egenskaper. Med järnhumuspodsol (se fig. 19) betecknar jag en profiltyp med följande karaktärer: Humustäcket (A_1) har 5—30 cm:s mäktighet, vanligen 10—15 cm, och är en fuktig råhumus eller en

torv, mellan vilka båda humusformer ingen skarp gräns finnes. Under humustäcket kommer A_2 -horisonten eller blekjorden, som är skarpt utpräglad och har gråvit färg, den är nästan alldeles lik järnpodsolens blekjord men är ofta något mäktigare.

Dess medelmäktighet enligt tab. 4, sid. 191, är sålunda 11,3—13,7 cm.

Anrikningshorisonten (B) äger överst en mörk, humusrik zon av 3—4 cm:s mäktighet (B_1), den har ofta en egendomlig klumpstruktur, som gör att jorden till utseendet påminner om kaffesump. Under B_1 kommer en rostfärgad zon (B_2), som alldeles liknar järnpodsolens rostjord och som liksom denna har en oregelbunden mäktighet med obestämd övergång i underlaget (C), som vanligen är en gråaktig morän. I underlaget träffas så gott som undantagslöst en gleyhorisont, d. v. s. ett mer eller mindre mäktigt lager med merendels vertikalt orienterade roststrimor. Stundom träffas i järnhumuspodsolens B -horisont en autokton ortsten, som vanligen är en järnortsten ehuru av något mörkare färg än i järnpodsolen. Denna ortsten plägar emellertid saknas i fuktigare varianter av järnhumuspodsolen (jfr sid. 301). Mellan järnpodsol och järnhumuspodsol finnas alla tänkbara mellanformer.

Den ovan beskrivna järnhumuspodsoltypen träffas framför allt på plana eller mycket svagt sluttande terränger. I sluttningar finner man ofta en något avvikande variant. Skillnaden ligger i B -horisonten, som är på samma gång något mindre utpräglad och mera oregelbunden. Närmast under blekjorden (A_2) träffas sålunda ett skikt med oregelbundna, humösa, mörkfärgade strimor, stundom med en viss klumpstruktur (B_1), och under dessa finnes en rost-

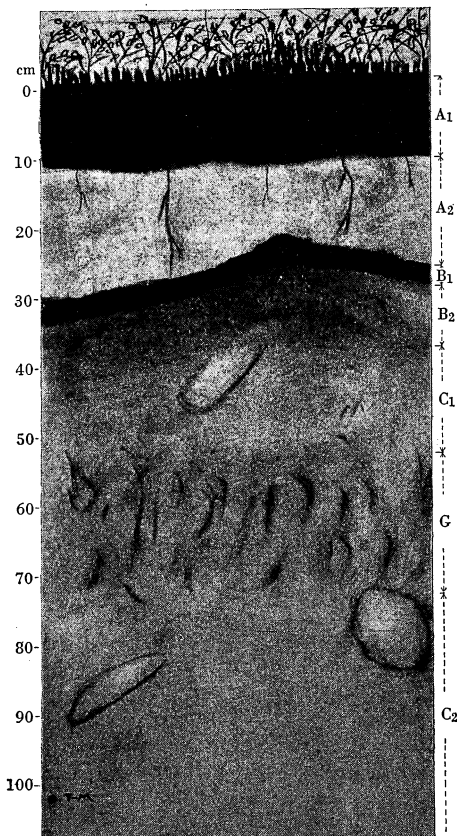


Fig. 19. Järnhumuspodsol i granskog av *Vaccinium*-typ med vitmossfläckar på morän. A_1 : råhumus, A_2 : blekjord, B_1 : övre, svartbrun rostjord, B_2 : rostbrun rostjord, C_1 : morän, G : Gleyhorisont, C_2 : morän.

Eisen-Humuspodsol mit Gleyhorizont in Fichtenwald mit *Vaccinium* und Flecken von *Sphagnum* auf Moräne.

färgad zon (B_2), som också är något fläckig och strimmig. Varken B_1 eller B_2 synas ha mottagit så stora mängder kolloider som motsvarande skikt i den förstnämnda varianten. Jag antager att olikheterna i de båda varianternas utbildning beror på en viss vattenrörelse i sidled inom de lutande terrängerna. Olikheterna äro emellertid ej så stora, att de fått motivera en uppdelning av typen på profilkartorna, se kap. 6.

Grundvattenförhållanden. Järnhumuspodsol kommer till utbildning på lokaler, där grundvattennivån genomsnittligt ligger högre än i järnpodsolen. Markvegetationen innehåller vanligen fuktighetsälskande element (*Sphagna* m. fl.), vilka visa, att markfuktigheten är större än normalt. Ett direkt symptom av det höga grundvattenståndet är den så gott som alltid förekommande gleyhorisonten på omkring 50 cm:s djup i marken.

Grundvattenståndsobservationerna belysa på ett utmärkt sätt grundvattenståndet inom järnhumuspodsolområdena, enär ett flertal brunnar äro belägna inom dessa. Här må hänvisas till fig. 9—16, vilka utvisa grundvattenstånden samt kartorna, fig. 36 och 38, vilka utvisa brunnarnas läge. Det är härav tydligt, att grundvattenståndet ligger högre än i järnpodsolmark men lägre än i vanlig humuspodsolmark (utan ortsten).

Järnhumuspodsolmarken har sålunda ett ganska högt grundvattenstånd. Den genomsnittliga grundvattennivån för juli varierar mellan 43 och 80 och för perioden juni—oktober mellan 37 och 70, räknat i cm under mineraljordens yta.

Kemisk karakteristik. Humusbildningen i järnhumuspodsol försigår under något fuktigare betingelser än i järnpodsolen. Den högre markfuktigheten orsakar en mera yppig växt på markvegetationen, som tydligtvis producerar mera humus, både löslig, som vandrar ned i marken, och olöslig, som kvarstannar i humustäcket. Härefter får man se den direkta orsaken till utbildningen av de särdrag, som skilja typen från järnpodsolen.

Analyserna under profilerna 4 och 5, kap. 12, belysa järnhumuspodsolens kemiska skaplynne. A_2 -horisonten skiljer sig ej från järnpodsolernas blekjordar på annat sätt än att den är mycket starkt vittrad med vittringsindex 71. Av magnesium och järn finnas blott små mängder kvar; vittringsgraderna för dessa ämnen äro resp. 93 och 79. Härav följer att biotit och övriga mörka mineral nästan fullständigt äro förstörda. En enstaka analys är naturligtvis ej tillräcklig för att avgöra om vittringen allmänt är intensivare i järnhumuspodsol än i järnpodsolen, men blekjordens högre genomsnittliga mäktighet tyder onekligen också starkt på detta. Ett mäktigare humustäcke bör f. ö. (om det därjämte är genomsläppligt för vatten), åstadkomma en starkare vittring än ett tunt, varom också de olika varianterna av järnpodsolen (se sid. 172) bära vittne.

Kolloidernas anrikning i profilen belyses utom av analyserna av dia-

grammet, fig. 20. B₁-horisonten är mycket humusrik, i ett undersökt fall (profil 5) var humushalten 22,8 % och i sin helhet löslig i ammoniak, förlänande vätskan en svartbrun färg. Järnet anrikas såväl i B₁- som B₂-horisonten, mest i den förra, ehuru det på grund av den stora mängden mörkfärgande humus ej förmår giva skiktet rostfärg. Aluminium vandrar något längre ned, i varje fall ligger aluminiums maximum i B₂-horison-

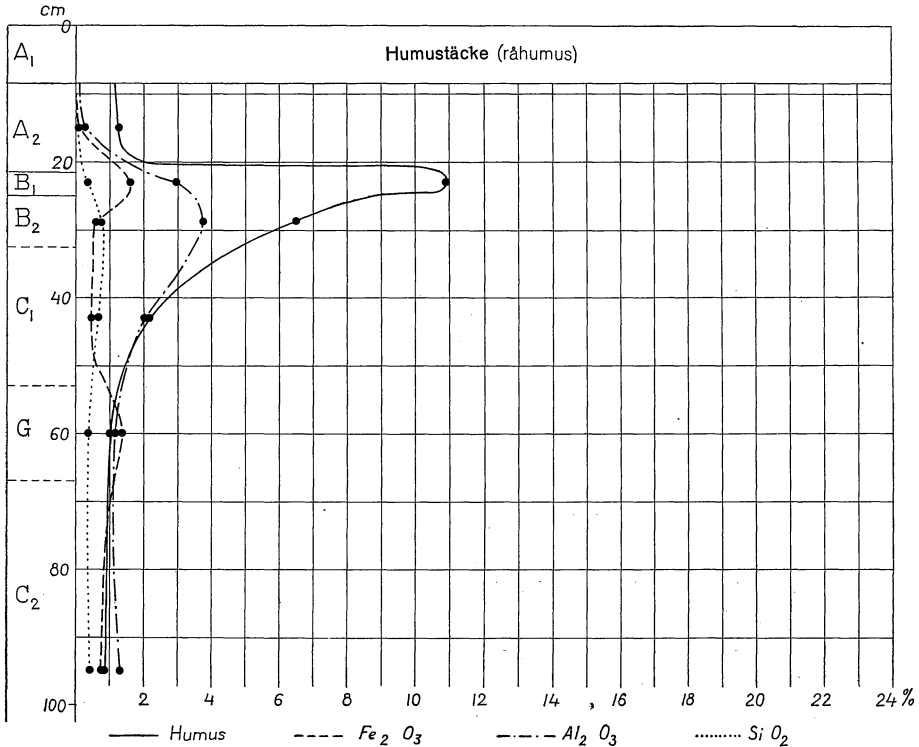


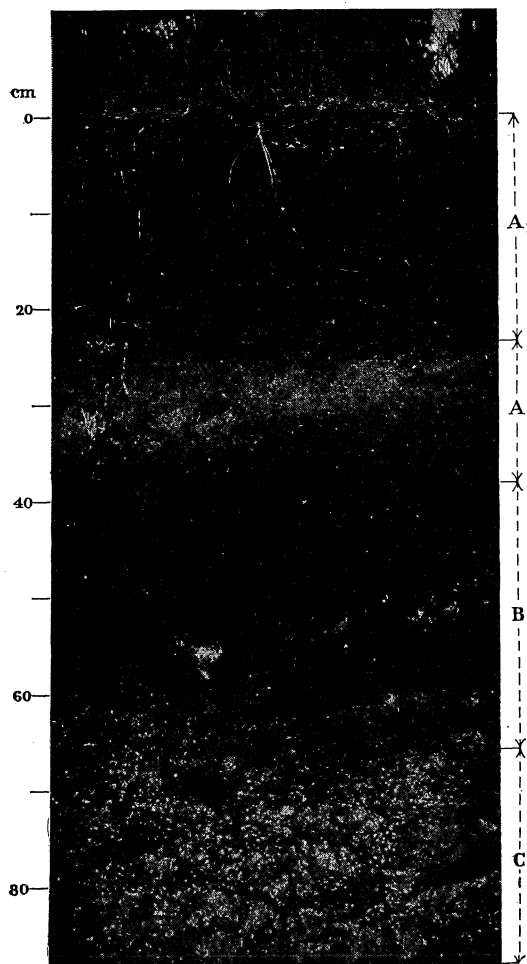
Fig. 20. Halten av kolloida ämnen i en järnhumuspodsolprofil (nr. 4, kap. 12). Förklaring, se fig. 17.

Der Gehalt an kolloiden Stoffen in einem Eisen-Humuspodsol (Nr. 4, Kap. 12). Erklärung s. Fig. 17.

ten. B-horisonten inom järnhumuspodsolerna utmärker sig vidare för en relativt hög halt av utflockad (oxalatlöslig) kiselsyra. Denna halt kan i vissa fall nå över 1 % (profil 5, B₂). Gleyhorisonten kännetecknas av en ganska stark anrikning av järn, medan humus, aluminium och kiselsyra blott i ringa mängd utflockats (jfr sid. 298). Halten av dessa ämnen avviker ej nämnvärt från underlagets halt av samma ämnen.

Humuspodsol.

Allmänna kännetecken. Humuspodsol benämner jag en podsolprofil, vars B-horisont beträffande färgen helt präglas av mörkfärgade, utfällda



O. TAMM foto.

Fig. 21. Humuspodsol i starrkärr på sand, samma profil som fig 3. A_1 : torv, A_2 : humös blekjord, B : svart anrikningshorisont, C : sand, ur vilken grundvatten väller fram, vilket förorsakar de ljusa fläckarna å bilden (reflexer). Rokliden.

Humuspodsol in Seggensumpf auf Sand. Dasselbe Profil wie Fig. 3. Grundwasser strömt aus dem Sand (von B bis unten) hinaus und verursacht durch Lichtreflexion die weissen Flecken.

humusämnen och som därför har en svartbrun eller i övergångsfall smutsbrun färg. I vissa gränsfall kan en utpräglad B -horisont saknas, d. v. s. B -horisonten flyter alldeles ihop med A_2 -horisonten som då även är starkt anrikad på humusämnen. En sådan profil måste dock av genetiska skäl och på grund av förekomstsättet räknas till humuspodsolernas grupp (jfr sid. 211 och profil 8, kap. 12). Alla tänkbara mellanformer mellan järnhumuspodsol och humuspodsol finnas, och även inom humuspodsolerna förekommer i flere fall en betydlig järnanrikning, som dock för ögat delvis döljes av den kraftiga humusanrikningen.

Humuspodsolerna framvisa en stor variation, vilken tillåter en uppdelning av dem i fyra olika varianter, vilka stå i nära relation till markens allmänna fuktighetstillstånd. Dessa fyra under typer eller varianter äro: 1. humuspodsol med stark anrikning (men utan ortsten), 2. humuspodsol med ortsten, 3. humuspodsol med svag anrikning och tunt humustäcke (d. v. s. under 30 cm) samt 4. humuspodsol med svag anrikning och mäktigt humustäcke

(d. v. s. över 30 cm mäktigt). Mellan de olika varianterna finnas alla övergångar.

Humuspodsol med stark anrikning utan ortsten. (Fig. 21, även fig. 3.) Denna jordmånstyp kännetecknas av ett humustäcke (A_1) av

intill 30 cm:s mäktighet. Härunder förefinnes ett urlakningsskikt (A_2), vars färg varierar från tämligen ljus grått till ganska mörkt smutsgrått. Denna variation står i nära samband med humustäckets mäktighet; där denna är betydande, är A_2 -horisonten starkt impregnerad med färgande humussubstans. A_2 -horisonten eller blekjorden, vilken ibland på grund av sin starkt smutsgrå färg ej längre förtjänar detta namn, har ofta en rätt betydande mäktighet. I medeltal har den befunnits vara 15,6—16,8 cm (se tab. 4).

Anrikningsskiktet eller B-horisonten är starkt svartbrunt och har särskilt upptill ofta en egendomlig klumpstruktur, som gör att jorden ser ut ungefär som kaffesump. Dess mäktighet varierar men är nästan alltid större än 20 cm. Under det svartbruna, starkt markerade lagret träffas ej sällan ett mer eller mindre flammigt, rostfärgat skikt. Huruvida detta är en gleyhorisont, eller om järnet anrikats uppifrån eller, som kanske är det sannolikaste, både uppifrån och från grundvattnet, som plägar nå till denna horisont, är ofta omöjligt att avgöra. Ibland kan det rostflammiga lagret alldeles saknas, ibland kan en säker gley-horisont urskiljas.

Grundvattenförhållanden. Humuspodsol med stark anrikning utan ortsten träffas, där grundvattnet står ganska högt. Det är lätt att av rent topografiska skäl konstatera, att det måste ligga genomsnittligt högre än i marker av järnhumuspodsoltyp, ty dessa senare bilda ofta högre belägna, något torrare randzoner i torvmarker, inom vars våtare och mera inåt centrum belägna delar man kan träffa humuspodsol med stark anrikning.

Endast en av brunnarna i materialet av grundvattenståndsmätningar tillhör denna typ, nämligen brunnen o på Rokliden, se fig. 9, 11 och 12. Den har också ett avgjort högre genomsnittligt grundvattenstånd än de brunnar, som representera järnhumuspodsolen, och bekräftar sålunda att grundvattnet står högre än i denna marktyp.

Humuspodsol med ortsten. Denna variant (fig. 22) kännetecknas av fuktig råhumus eller torv, vilken senare vanligen är mindre än 30 cm mäktig, men som i enstaka fall kan nå 50—60 cm. Under humustäckets träffas en A_2 -horisont, vars färg varierar från gråvit till smutsgrå och som alltid är utpräglad, tydligt avgränsad och som äger en relativt betydande mäktighet. Enligt tab. 4, sid. 191 är dess medelmäktighet i de undersökta fallen 17,4—20,4 cm och överstiger därmed alla de andra podsoltypernas. B-horisonten är en hård, mörkt brun eller svart ortsten, som, i händelse den är utbildad i morän, plägar ha en egendomlig skivstruktur, men som, om den är utbildad i sand, plägar vara mera homogen. Dess mäktighet kan variera inom vida gränser från 20 cm ända till över 1 meter. Under

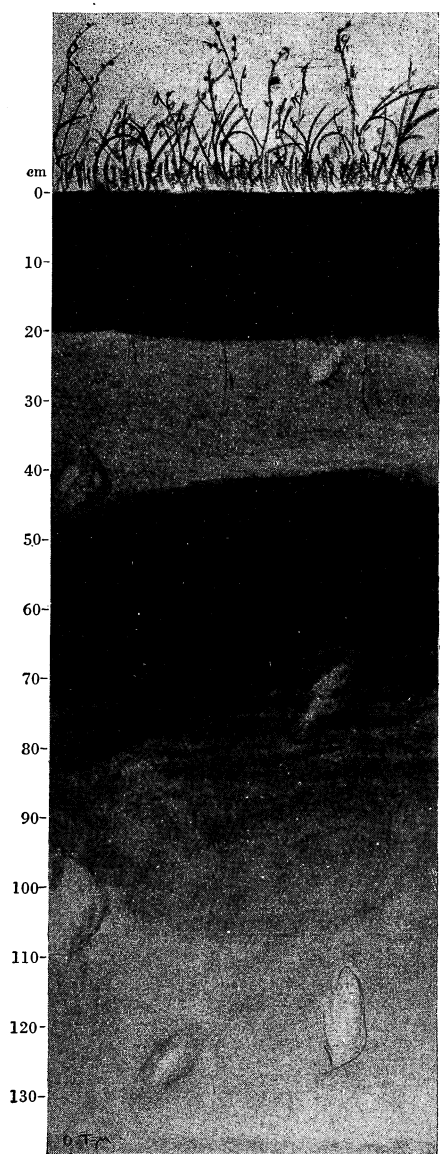


Fig. 22.

Fig. 22. Humuspodsol med ortsten i en rismosses kantzon. A_1 : torv, A_2 : blekjord, B_1 : svart, skivig ortsten. B_2 : rostfärgat, något strimmigt lager, som troligen delvis är en gleybildning. C : Morän.

Humuspodsol mit Ortstein (B_1), der eine scheibenartige Struktur besitzt, auf Moräne.

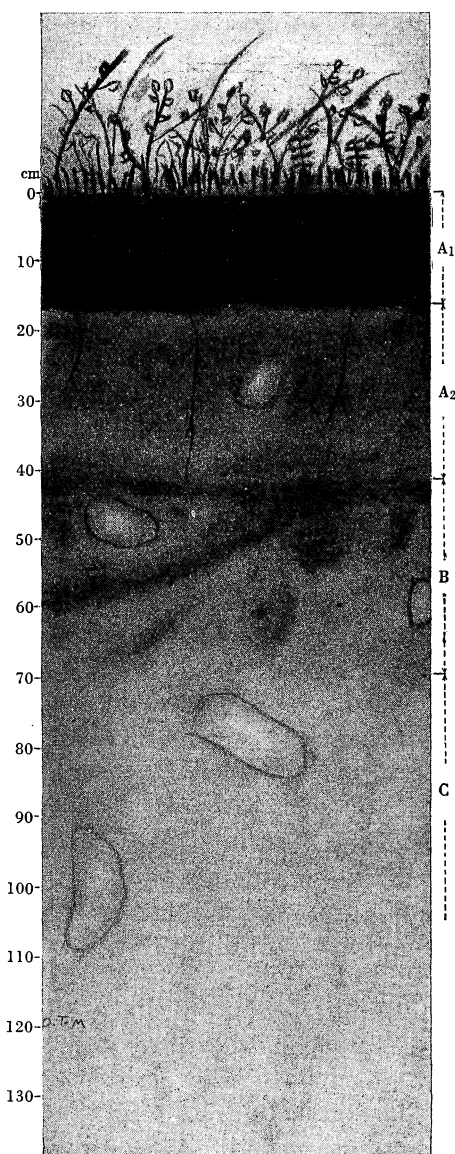


Fig. 23.

Fig. 23. Humuspodsol med svag anrikning i B -horisonten och tunt humustäcke i gransumpskog. A_1 : Torv. A_2 : humusrik urlakningshorisont. B : Anrikningshorisont. C : Morän.

Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B -Horizont und ziemlich dünnem Torf auf Moräne.

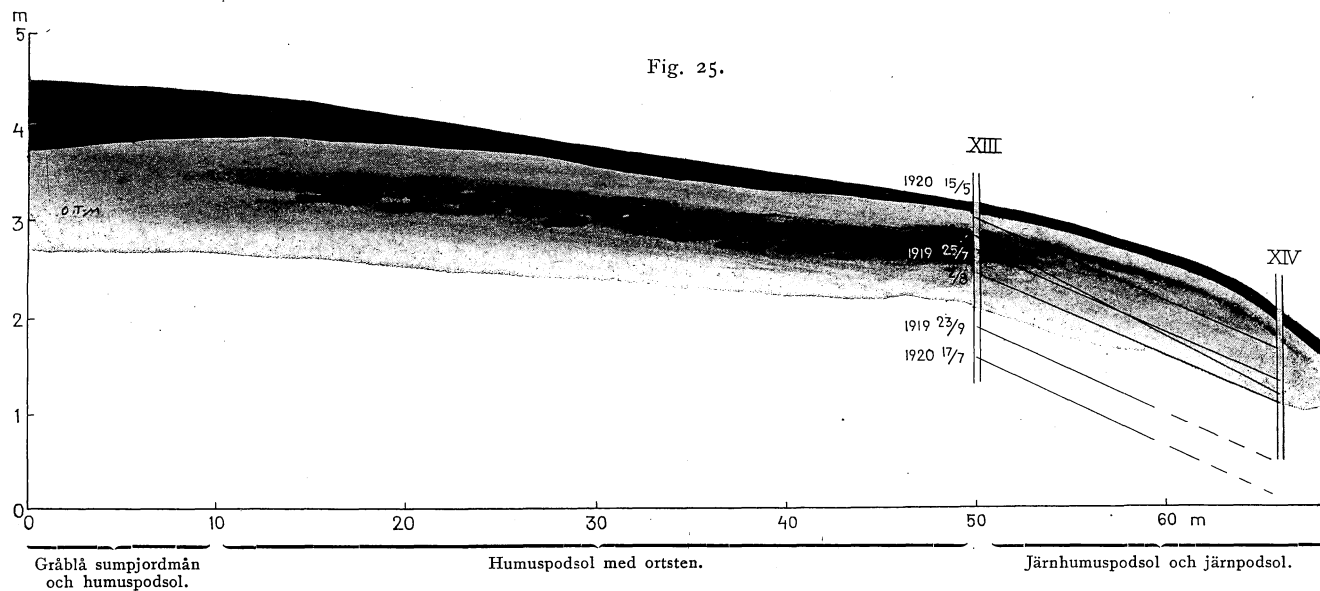
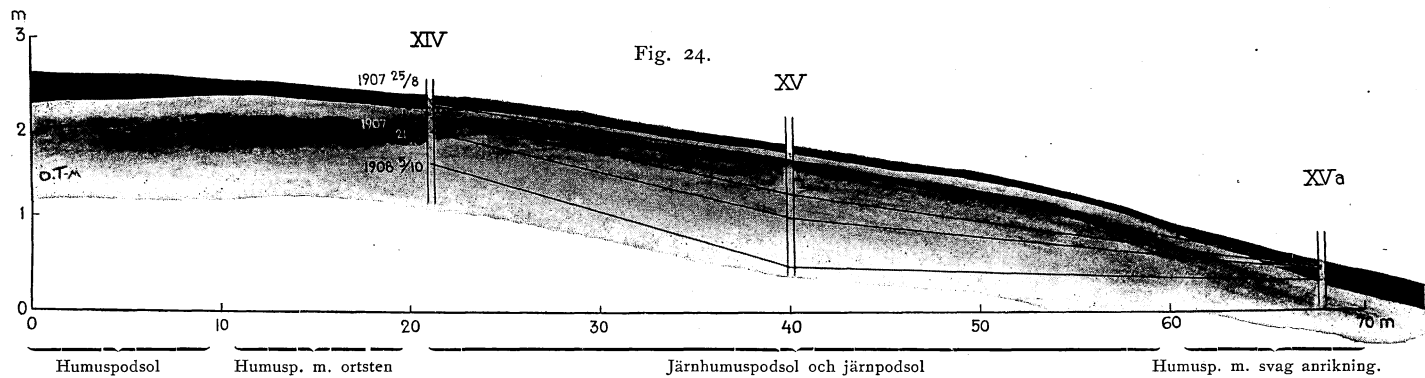
ortstenslagret kommer ofta ett mer eller mindre rostfärgat skikt, stundom flammigt, som antingen är en gleyhorisont eller som bildats genom järnanrikning uppifrån, vilketdera är omöjligt att säkert avgöra. Troligen samverka härvid tvenne olika processer.

Humuspodsol med ortsten träffas regelbundet i de undersökta områdena på sådana lokaler, där torvmarker angränsa mot morän eller sand vid sådana lutningsförhållanden, att en överrinning av vatten kan försiggå från torvlagret till den angränsande fastmarken. Humusortstenarna finnas just på gränsen mellan torvmarken och fastmarken, inom en zon, där humustäcket är genomsläppligt, och där marken tyckes emottaga ett vattentillskott från torvmarken. Fig. 24 och 25 belysa humusortstenarnas läge i terrängen. De återgiva profiler vilka finnas angivna på kartorna fig. 36 och 38.

Grundvattenförhållanden. Grundvattennivån ligger i humuspodsol med ortsten utan tvivel genomsnittligt högre än i järnpodsol. Den ligger emellertid lägre än i de andra humuspodsolvarianterna och torde i många fall ligga lika lågt, som i järnhumuspodsol. Endast om grundvattennivån ligger ganska lågt, kan en betydande nedåtströmning av vatten med därav härflytande humusanrikning komma till stand.

Grundvattenståndets genomsnittliga läge i humuspodsol med ortsten illustreras av brunnen XIII på Kulbäcksliden (se fig. 13—16 samt kartan, fig. 36). Härtill kan fogas brunnen XIV på Rokliden (fig. 9—12 och 38), vilken visserligen ligger inom ett område av järnhumuspodsol men alldeles invid gränsen till ett ortstensområde, varför grundvattenståndet torde vara belysande även för det senare. De båda brunnarnas vattenstånd äro genomsnittligt lägre än andra humuspodsolbrunnars. Ytterligare belysas grundvattenförhållandena i sådana kantzoner, där humuspodsol med ortsten förekommer, av fig. 24 och 25. En jämförelse mellan fig. 25 och 26 samt högra och vänstra delen av fig. 24 utvisar tydligt, att grundvattenståndet i ortstensområdet står lägre än inom områden av humuspodsol med svag anrikning. Observationerna äro samtidiga i fig. 25 och 26.

Grundvattenståndet i humuspodsoler med ortsten ligger sålunda genomsnittligt relativt lågt och detta, tillika med en viss extra tillförsel av humushaltigt vatten, är utan tvivel villkoret för uppkomst av humuspodsol med ortsten. I humuspodsolterränger träffar man sålunda ortstenar i vissa svackor, medan andra sådana äro mycket blöta och sakna stark humusanrikning i B-horisonten (jfr nedan). Det framstår då såsom uppenbart, att de förra svackorna av någon anledning (jfr kap. 7) ha lågt grundvattenstånd, varigenom det vatten, som rinner till från sidorna, har tillfälle att nedtränga i marken och bilda humuspodsol med starkt utvecklad blekjord och ortsten, medan det i de andra svackorna uppstår en vattenstagnation.



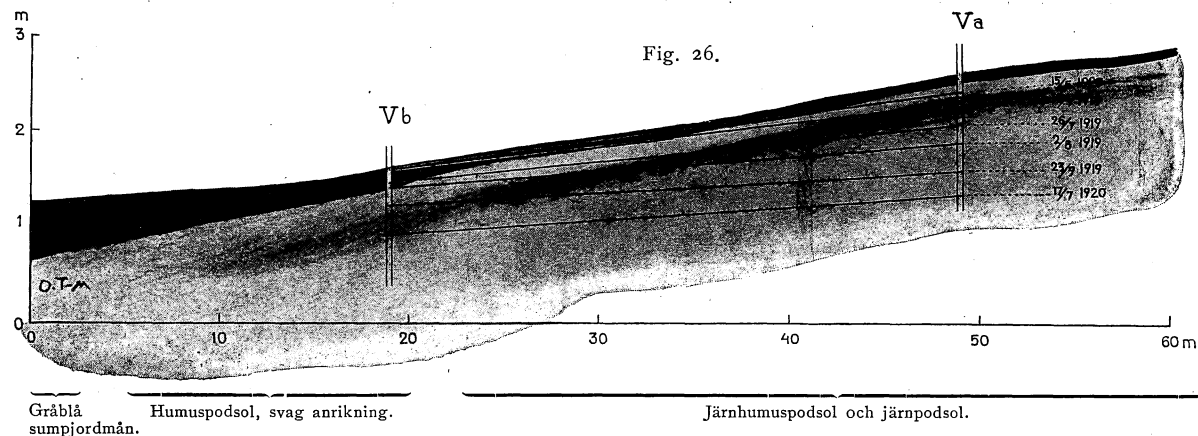


Fig. 24. Profil genom grundvattenbrunnarna *XIV*, *XV* och *XVa* på försöksfältet i Rokliden (läge, se fig. 38). Till vänster en kantzon med lutning från torvmark mot fastmark. Här har skett en vattentransport från torvmarken mot fastmarken, och humuspodsol med ortsten har uppkommit. Till höger en kantzon med lutning från fastmark mot torvmark (det normala fallet). Här rinner vatten från fastmarken mot torvmarken, och markprofilen är humuspodsol med svag anrikning i *B*-horisonten. Gleyhorisont finnes men har ej utritats. De angivna grundvattenstånden representera ett maximi- och ett minimiläge av grundvattennivån jämte några successiva mellanlägen.

Profil durch die Grundwasserbrunnen *XIV*, *XV* und *XVa*, Versuchsfield Rokliden (Lage s. Fig. 38). Nach links eine Randzone, wo Wasser vom Torfboden nach dem Mineralboden geflossen ist und wo sich Humuspodsol mit Ortstein ausgebildet hat. Nach rechts eine Randzone, wo Wasser vom Mineralboden nach dem Torfboden fließt. Hier ist der Grundwasserstand hoch und das Bodenprofil ist Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im *B*-Horizont. Die angegebenen Grundwasserniveaus sind eine Maximumlage, eine Minimumlage und einige sukzessive Zwischenlagen.

Fig. 25 och 26. Tvenne kantzoner från försöksfältet i Kulbäcksliden (läge se fig. 36). Fig. 25 med grundvattenbrunnarna *XIII* och *XIV* visar en kantzon med överrinning av vatten från en torvmark och därav orsakad ortstenbildning. Fig. 26 med brunnarna *Va* och *Vb* är en normal kantzon med lutning från fastmark mot torvmark, varav följer högt grundvattenstånd och utbildning av humuspodsol med svag anrikning. Gleyhorisont förekommer, men har ej utritats. De angivna grundvattenstånden representera ett maximi- och ett minimiläge av grundvattennivån och därjämte ett antal mellanlägen från en sjunkningsperiod.

Zwei Randzonen vom Versuchsfield Kulbäcksliden (Lage s. Fig. 36). Fig. 25 zeigt eine Randzone mit Wassertransport vom Torfboden nach dem Mineralboden. Humuspodsol mit Ortstein. Fig. 26 ist eine normale Randzone mit Wassertransport vom Mineralboden nach dem Torfboden und hoher Lage des Grundwasserniveaus. Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im *B*-Horizont. Die angegebenen Grundwasserniveaus sind eine Maximumlage, eine Minimumlage und einige Zwischenlagen.

En ortstensbildning, som i princip överensstämmer med den ovan omtalade, har jag tidigare beskrivit, dels från Degerfors kyrkby i Västerbottens län, dels från Skaite kronopark, Råneå s:n, Norrbottens län (TAMM 1920, sid. 211—215). Därvid benämndes denna typ av ortsten alloktion, varvid även inbegreps vissa förhårdnade gleybildningar, s. k. gleyortstenar. De nämnda, alloktiona ortstenarna skilja sig från humusortstenarna på de båda försöksfälten endast genom sina större dimensioner både i horisontal och vertikal led samt genom att de in emot fastmarken snart övergå i järnortsten. Både storleken av ortstenslagren och benägenheten att övergå i järnortsten sammanhänger av allt att döma med de topografiska och geologiska förhållandena: de omtalade alloktiona ortstenarna voro utbildade i mäktiga sandavlagringar, på vilka vatten från angränsande torvlager hade utgjutit sig. Deras stora dimensioner fäste min uppmärksamhet på dem, men i princip överensstämma de tydligen alldeles betr. bildningssättet med de betydligt mindre humusortstenarna på de båda försöksfälten, vilka också böra benämnas alloktiona. Det är tydligt, att alloktiona humusortstenar förekomma allmänt, där de topografiska förutsättningarna äro sådana, att torvlager kunna leverera vatten till en angränsande, någorlunda genomsläpplig mark. Om gley-ortstenar, vilka saknas på de båda försöksfälten, skall i annat sammanhang (sid. 294) bliva tal.

Humuspodsol med svag anrikning i B-horisonten och humustäcke mindre än 30 cm. Denna jordmånstyp (se fig. 23) kännetecknas antingen av en lös och lucker, fuktig råhumus eller en torv av ganska hög förmultningsgrad. Under humustäcket (A_1) finnes en A_2 -horisont, som vanligen är ganska mäktig (i medeltal enligt tab. 4, sid. 191, 16—17 cm), och som är starkt impregnerad med humuskolloider, vilka ge åt skiktet en smutsigt brungrå färg. Nedåt övergår A_2 -horisonten utan skarp gräns i B-horisonten, som ofta är mindre humusrik än A_2 -horisonten, men vars humus, när terrängen sluttar, ofta plägar bilda fläckar och strimmor av svartbrun färg, ej sällan med något litet av den egendomliga kaffesumppliknande klumpstruktur, som ovan omtalats. Denna strimmiga utbildning torde kunna sättas i samband med en viss vattenrörelse i sidled i lutande terräng (jfr ovan om järnhumuspodsol, sid. 199). B-horisonten är oftast föga mäktig, t. ex. 10—15 cm, stundom kan den sammanflyta med A_2 -horisonten, i vilket fall humustäcket således underlagras av en 35—40 cm smutsgrå, humös horisont, som i sig innefattar både A_2 och B. Härigenom skiljer sig profilen från gråblå sumpjordmån (se nedan). Underlaget är vanligen en gråblå morän, som ofta äger en roststrimmig gleyhorisont under B-skiktet. Stundom saknas emellertid sådan, vilket särskilt är vanligt i sådana fall, då icke heller någon tydlig B-horisont är utbildad. Saken sammanhänger utan tvivel med att grundvattenståndet

ständigt är mycket högt, varigenom de för gleyhorisontens utbildning nödvändiga oxiderande betingelserna ej inträda.

Inom sand- och svallgrusterränger i sluttningar med starkt rörligt grundvatten finnes en variant av humuspodsol, som står brunjorden (TAMM 1930, sid. 11) nära. Humustäcket är en lös, nästan mullartad humus, A₂-horisonten är obetydligt utvecklad och skiljer sig blott genom en något ljusare färg från B-skiktet. Tillsammans bilda de båda en 40—60 cm mäktig horisont, som är ganska rik på utfälld humus och även andra kolloider och som till utseendet närmar sig brunjord. Denna övergångstyp saknas på själva försöksfälten, men förekommer i deras omgivningar.

Där humuspodsol med svag anrikning förekommer i relativt starkt slutande terränger är det alltid i förening med en fuktig men växtlig skog. Även om denna måste räknas till sumpskogarna, tillhör den en ganska god och växtlig typ, vilket utan tvivel sammanhänger med att det högt liggande grundvattnet rör sig något i sidled. På mera plana marker träffar man humuspodsol med svag anrikning och tunt humustäcke speciellt i torvmarkers kantzoner, då lutningen går från fastmarken mot torvmarken. Fig. 24 och fig. 26 illustrera förhållandena i dylika kantzoner. I dessa försiggår en viss vattentillförsel från fastmarken till torvmarken.

Grundvattenförhållanden. Utbildningen av humuspodsol med svag anrikning och relativt tunt humustäcke beror utan tvivel på ett genomsnittligt mycket högt grundvattenstånd i marken. Vid grävning i jordmånstypen i fråga besväras man starkt av det höga grundvattenståndet, moränjorden flyter lätt igen, groparna fylla sig med vatten o. s. v.

Det höga grundvattenståndet i humuspodsoler med svag anrikning belyses av de utförda grundvattenståndsmätningarna. Brunnarna Vb och XIb på Kulbäcksliden samt VIII och XVa på Rokliden tillhöra denna typ. Det genomsnittliga läget av grundvattenståndet i dessa brunnar illustreras av fig. 9—16 och brunnarnas läge återfinnes på kartorna fig. 36 och 38. Dessa mätningar visa, att grundvattenståndet i den anförda jordmånstypen ligger betydligt högre än i såväl järnhumuspodsolen som i humuspodsolen med stark anrikning och med ortsten. Fig. 24 (högra delen) och 26 illustrera ytterligare grundvattensförhållandena i humuspodsolen med svag anrikning och tunn torv i jämförelse med andra jordmånstyper.

Grundvattenståndet i humuspodsoler med svag anrikning och relativt tunt humustäcke står sålunda enligt de utförda mätningarna genomsnittligt mycket nära mineraljordens yta, stundom över densamma. Under torra perioder sjunker det emellertid ett stycke under densamma, varvid en viss kolloidtransport nedåt blir möjlig.

Humuspodsol med svag anrikning i B-horisonten och relativt tunt humustäcke är, såsom nämnts, karakteristisk för torvmarkers kantzoner, där lutningen går från fastmarken till torvmarken. I sådana kantzoner

försiggår enligt MALMSTRÖM den försumpningsprocess, som han kallat kantförsumpning eller kantdämningsförsumpning (MALMSTRÖM 1923, s. 126 och 1931, s. 84.) Denna process, som åstadkommer en viss utbredning av torvmarken i horisontal led, orsakas av att det från fastmarken kommande vattnet dämnes och tvingas att stagnera. Denna dämning sker på det sättet att torven hindrar vattnets avrinning ovan jord och humusimpregnationen i mineraljorden (= bildning av A₂-horisonten) försvårar dess avrinning inom dennas översta lager. Kantzoner av denna typ äro i hydrologiskt avseende sålunda alldeles olika de kantzoner, där vattenrörelsen går från torvmarken mot fastmarken och där humuspodsol med ortsten utbildas. Av topografiska skäl äro kantzoner med humuspodsol med svag anrikning långt vanligare än kantzoner med ortsten (jfr fig. 24—26 samt kartorna, fig. 36 och 38). Utåt torvmarken övergår profilen i humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv. Kantzoner med vattenrörelse från fastmarken mot torvmarken kunna med fördel benämnas normala kantzoner.

Humuspodsol med svag anrikning och torv över 30 cm. Denna jordmånstyp kännetecknas först och främst av sin mäktiga torv (se fig. 27), som åtminstone nedtill plägar ha karaktär av tät dytorv. Under torven kommer en 35—50 cm mäktig, humös horisont av smutsgrå till brun färg, vilken vid närmare gransk-

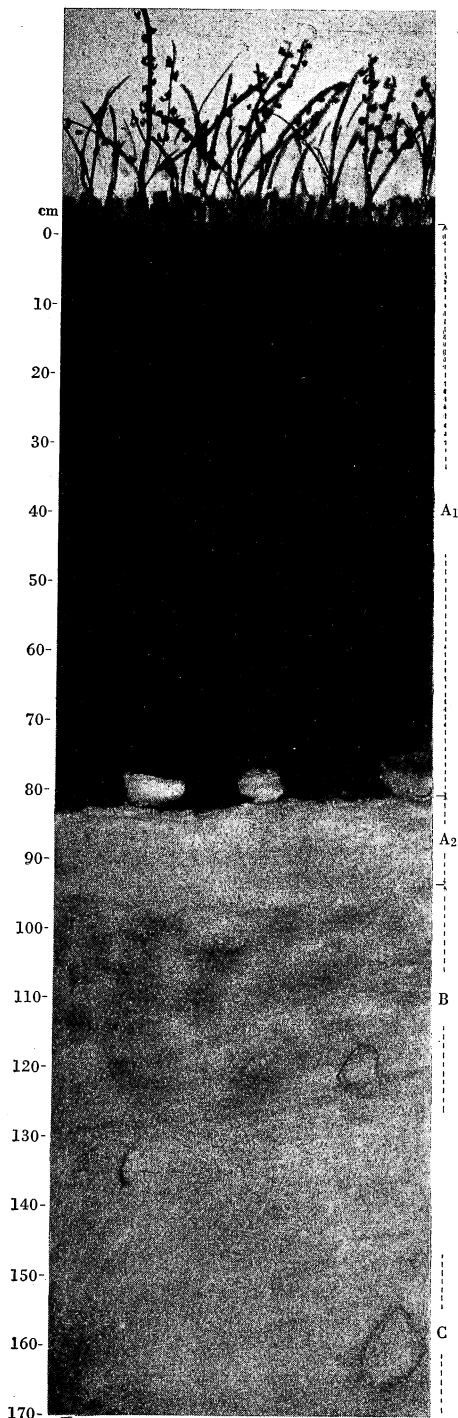


Fig. 27. Humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv i rismosse på morän.
Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont und dickem Torf auf Moräne.

ning plägar sönderfalla i en otydlig övre horisont A_2 och en undre B. Ej sällan är gränsen mellan de båda så flytande och färgskillnaden så obetydlig, att någon uppdelning i A_2 och B ej kan företagas. Genom analys (se profilerna 8, 9 och 12, kap. 12) har emellertid i flera sådana fall kunnat visas, att det verkligen föreligger en urlakad vittringshorisont, alltså en A_2 -horisont närmast under torven. Underlaget är gråblå morän eller sand, och innehåller stundom en gleyhorisont på t. ex. 35—40 cm:s djup under torven. Ofta saknas emellertid gleybildningar fullständigt. Den mäktiga (A_2 —B)-horisonten skiljer typen från den gråblå sumpjordmånen.

Humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv är vanlig i torvmarker, vilkas centralare delar till stor del pläga utgöras av denna jordmånstyp jämte gråblå sumpjordmån. Man träffar den såväl i sluttningar som i mera plana terränger. Då man måste antaga, att torven först småningom uppnått sin nuvarande mäktighet, synes det troligt, att jordmånstypen ifråga utvecklats sig ur humuspodsol med svag anrikning och tunn torv men även i vissa fall ur humuspodsol med stark anrikning i B-horisonten. I och med torvens progressiva tillväxt blir densamma allt ogenomsläppligare för nederbördsvatten, och till sist avstannar all podsolering under densamma, vilket i många fall också kan antagas bero på en samtidig höjning av grundvattenståndet. På så sätt kan förklaras att med ökad torvmäktighet podsoleringen alls icke tilltager utan snarare synes dess tidigare anrikning i B-horisonten delvis åter utplånas.

Humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv måste betraktas som i viss mån en subfossil podsol. Podsoleringen är avslutad och de hydrologiska förhållandena hava undergått ändring i och med torvens mäktighetstillväxt och horisontala utbredning. Att gränsen för grupperingen av profiltyperna satts vid just 30 cm:s torv är rätt godtyckligt. Ett mångårigt studium av markprofilerna har dock övertygat mig om att det är ungefär vid denna mäktighet, som podsoleringen avstannar, varjämte samma mäktighet i FROSTERUS och TAMMS schema (1929, s. 21) av praktiska och andra skäl blivit satt som gräns för torvjordar. Naturligtvis finnas profiler med mer än 30 cm:s torv, där denna ej är fullt ogenomsläpplig, och en nedåttransport av sjunkvatten försiggår, och å andra sidan torde det även kunna uppletas profiler med något tunnare torv än 30 cm, där torven är alldeles tät.

Grundvattenförhållanden. Av vad som ovan framhållits framgår, att mätningar eller observationer av det nutida grundvattenståndet i marker med mäktig torv ej belysa de jordmånsbildande processernas samband med grundvattenståndet. Detta gäller desto mer som man i mäktiga torvlager, som nedåt bestå av dyrtorv, har att räkna med tvenne grund-

vattenvåningar, en undre i mineraljorden och en övre i torven (se sid. 217.) Det är vanligen blott den övre, som mätes i brunnarna, ibland är det f. ö. osäkert vilken som mätes. Av detta följer, att en diskussion av grundvattenförhållandena inom ifrågavarande marktyp måste grunda sig på andra fakta än direkta grundvattenståndsobservationer. Detta gäller även i lika måtto den gråblå sumpjordmänen, då den har mäktig torv,

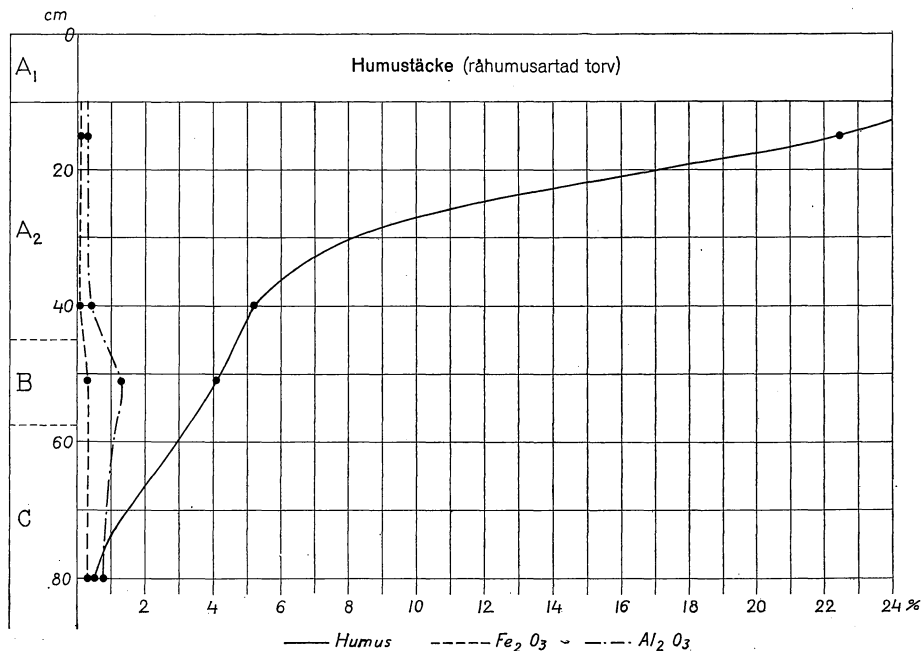


Fig. 28. Halten av kolloida ämnen i en humuspodsolprofil med svag anrikning i B-horison-ten (nr. 7 kap. 12). Förklaring se fig. 17.

Der Gehalt an kolloiden Stoffen in einem Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont (Nr. 7, Kap. 12). Erklärung, s. Fig. 17.

vilken jordmånstyp hydrologiskt ej skiljer sig från humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv. Grundvattenförhållandena i dessa båda typer skola därför behandlas i ett sammanhang under den gråblå sumpjordmänen, och härvid skall förekomsten av gleyhorisonter såväl i den ena som den andra typen närmare beskrivas. Gleyhorisonten möjliggör i många fall en inblick i grundvattenförhållandena, där den direkta observationen av vattenståndet ej är möjlig.

Humuspodsolernas kemiska beskaffenhet. De kemiska förhållandena i humuspodsolprofiler belysas av tabellerna i samband med profilerna 6—12, kap. 12. A₂-horisonterna skilja sig från järnpodsolernas blekjordar genom sin ganska höga halt av utfälld, strukturlös humus, se fig. 28—30.

Färgen följer noga humushalten och varierar från gråvitt till mörkt smutsgrått.

Bortsett från den höga humushalten likna humuspodsolernas urlaknings-skikt i högsta grad järnpodsolernas. Samma typ av vittringsprocesser

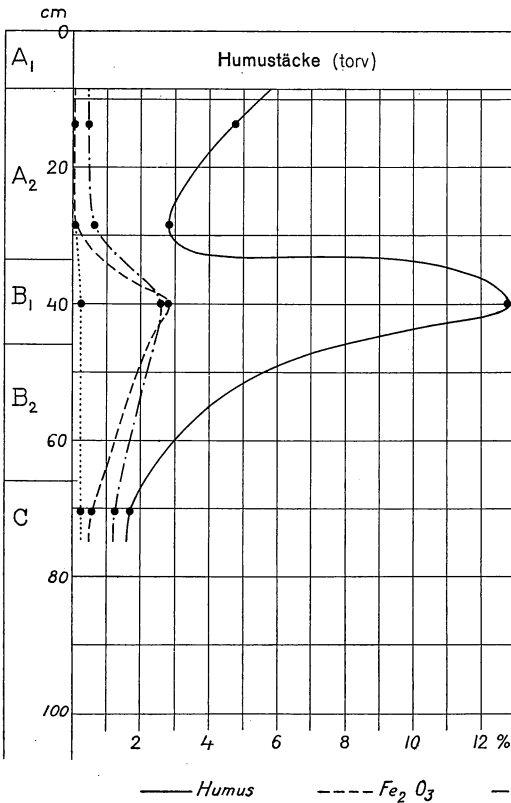


Fig. 29.

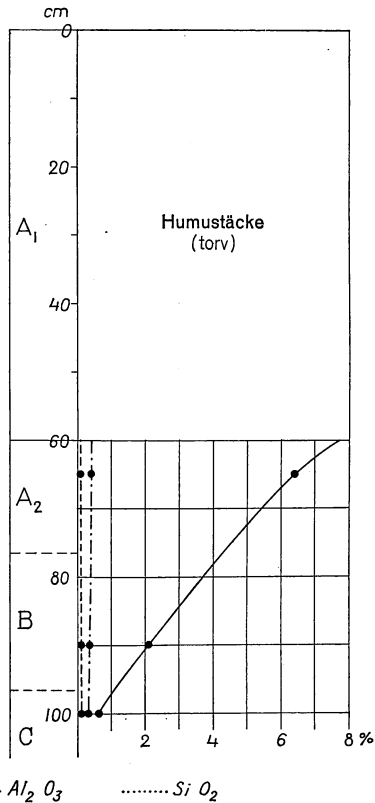


Fig. 30.

Fig. 29. Halten av kolloida ämnen i en humuspodsolprofil med stark anrikning (nr 6, kap. 12). Förklaring, se fig. 17.

Der Gehalt an kolloiden Stoffen in einem Humuspodsolprofil mit starker Anreicherung im B-Horizont. (Nr. 6, Kap. 12.) Erklärung, s. Fig. 17.

Fig. 30. Halten av kolloida ämnen i en humuspodsolprofil med svag anrikning och mäktigt torv (nr 8, kap. 12).

Der Gehalt an kolloiden Stoffen in einem Humuspodsolprofil mit schwacher Anreicherung im B-Horizont und mächtigem Torf (Nr. 8, Kap. 12).

ha gjort sig gällande, d. v. s. i första hand har fosforsyra upplösts, i andra järn och magnesium, härefter kalcium, natrium och kalium. Jordarterna på Kulbäcksliden äro allmänt synnerligen fattiga på apatit och sålunda mindre lämpliga för studium av fosforsyrans förhållande vid vittningen. Även den citronsyrelösliga fosforsyran är en känslig index på

vittringen, ty den saknas nästan i A_2 -horisonterna, såsom framgår av de anförda analyserna.

En något högre grad i vittringens intensitet i de fuktiga markerna jämfört med de torra framträdde redan hos järnhumuspodsolerna (sid. 200.) I humuspodsolerna framträder samma sak i och med A_2 -horisonternas stora mäktighet. I analyserna kan den skönjas däri, att järn- och magnesiumhalterna allmänt äro ganska låga i de analyserade humuspodsolernas vittringsskikt. Dock äro vittringsindices icke så särskilt höga, de variera mellan 42 och 59 i de fem undersökta A_2 -horisonterna. Härvid måste emellertid påpekas, att bland dessa fem finnas trenne (nr 8, 9 och 12, se kap. 12), där vittringen på grund av torvens stora mäktighet för länge sedan bör ha upphört. Däremot finnes icke någon A_2 -horisont, som representerar maximal podsolering. Analysmaterialet är icke alls valt för att belysa hög vittringsintensitet, i motsatt fall skulle säkerligen också höga vittringsindices kunnat påvisas.

Humuspodsolernas anrikningsförhållanden belysas av fig. 28—30. Humusämnenä dominera, men avsevärda mängder aluminiumhydroxid och järnhydroxid finnas även i B-horisonten men däremot endast ytterst obetydliga mängder oxalatlöslig kiselsyra. I vissa fall saknas järnhydroxid. Orsaken härtill synes vara att vid reducerande miljö förmår järnet ej hålla sig olösligt, utan om det en gång avsatt sig, så reduceras och upplöses det åter. Härvid må påpekas, att det järn som är utfällt i B-horisonten alltid är blandat med humusämnen, vilka troligen verka reducerande, om allmän syrebrist uppstår.

De uppnådda analysresultaten stå i god överensstämmelse med dem som vunnits av FROSTERUS i Finland (1914b), ehuru han arbetat med en annan analysmetod. Skillnaden mellan olika varianter av humuspodsoler i kemiskt hänseende synas huvudsakligen vara en gradskillnad i anrikning av olika kolloider ävensom skillnad i järnets uppträädande; detta saknas ibland, framför allt då kolloidanrikningen på grund av högt grundvattenstånd över huvud taget är svag, varmed även reducerande betingelser under långa tider följa.

Gleyhorisonterna överensstämma säkerligen i kemiskt hänseende med dem, som beskrivits under järnhumuspodsol och dem, som skola beskrivas under gråblå sumpjordmån. I det senare fallet ha de bildats utan påverkan av uppiifrån kommande sjunkvatten, vilken man däremot i podsolprofiler aldrig kan bortse från. Därför är den gråblå sumpjordmån den lämpligaste jordmånstypen för utredning av gleybildningarnas kemiska natur. Den omständigheten att gleyhorisonter med utfälld limonit äro vanliga även i sådana humuspodsoler, där all järnutfällning saknas i B-horisonten visar, att järnet i gleyhorisonten, sedan det en gång genom

oxidation med luft blivit utfällt, är mer stabilt än B-horisontens järn. Detta sammanhänger sannolikt därmed, att järnet i gleyhorisonten ej anrikats tillsammans med mörkfärgade, reducerande humusämnen. Tillvaron av en gleyhorisont synes bevisa, att någon gång luft nedtränger även till relativt djupa skikt i de marker, där vanligen ett högt grundvattenstånd råder. Är emellertid grundvattennivån ständigt mycket hög, kunna ej heller gleyhorisonter uppkomma.

Gråblå sumpjordmån.

Allmänna egenskaper. Denna jordmånstyp (fig. 4, 31 och 32) känne tecknas av att man under humustäcket (A) har en 5—15 cm mäktig zon av mineraljord med någon humusinblandning (C_1 , se även sid. 223), inom vilken humushalten hastigt avtager nedåt, och därunder en klart gråblå, till synes humusfri mineraljord (C_2). Någon verklig B-horisont finnes ej. Moränen, resp. sanden har precis samma färg som s. k. blålera. Om den humösa övergångshorisonten (C_1) är mera än 15 cm mäktig, kan profilen anses som en övergångsform till humuspodsol med svag anrikning.

Icke sällan finnes i den gråblå sumpjordmånen, när den är utbildad på morän, ett verkligt stenskikt i torvens understa, mot mineraljorden gränsande lager. Mineraljordens yta är sålunda täckt av moränstenar av olika dimensioner upp till 2—3 dm:s storlek. Mellan stenarna har avsatts dyssubstans, vilket gör att de vid första påseende synas vara inbakade i torven (se närmare kap. 9, sid. 276.) Först under denna »stensättning» kommer C_1 -horisonten. Ett likadant stenskikt anträffas stundom även i humuspodsoler med svag anrikning och mäktig torv. Ofta träffas en väl utbildad gleyhorisont med rostfärgade strimmor (se fig. 32), ett stycke under torven. Lika ofta eller troligen oftare saknas emellertid gleyhorisonten fullständigt.

Den gråblå sumpjordmånen finnes speciellt inom fördjupningar och svackor i en torvklädd, sumpig terräng, alltså inom myrterränger och i försumpad skogsmark. Den bildar större och mindre fläckar inom humuspodsolens område, svarande mot de allra våtaste ställena. Dessa fläckar kunna i vissa fall vara helt små och obetydliga, i andra fall kunna de utgöra väsentliga delar av torvmarkens areal. I mera markerade sluttningar plägar den gråblå sumpjordmånen ej spela stor roll, men den träffas även här i en och annan fördjupning, som av någon anledning blivit dämnd eller som mottager så mycket vatten uppiifrån, att det ej tillräckligt fort kan avrinna.

Grundvattenförhållanden. Först må åter påpekas, att i fråga om sådana marker, där torven är mer än 30 cm mäktig och tät, råder i

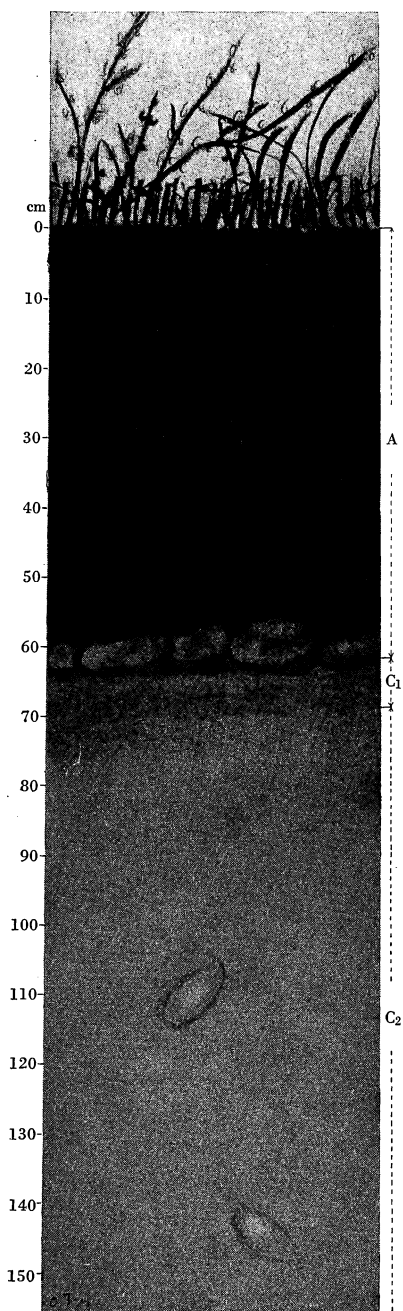


Fig. 31.

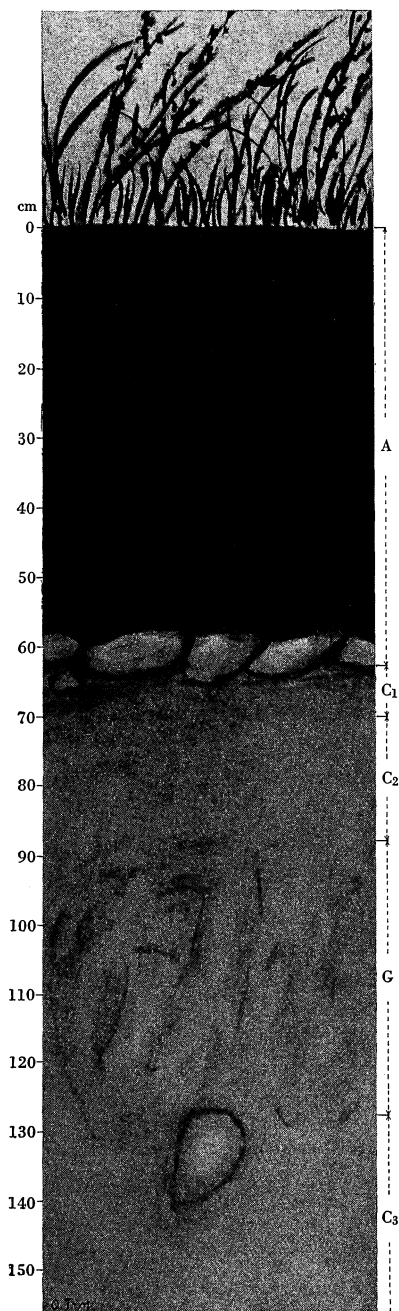


Fig. 32.

Fig. 31 och 32. Gråblå sumpjordmåner i risosse på morän med mäktig torv och i dess botten ett lager av uppfrusna stenar. Profilen i fig. 31 saknar gleyhorisont, fig. 32 har sådan. *A*: Torv med stenar i botten. *C*₁: svagt humushaltig morän, *C*₂—*C*₃: gråblå morän, *G*: Gleyhorisont.

Graublaue Sumpfboden mit mächtigem Torf auf Moräne und mit aufgefrorenen Geschieben. Fig. 31 ohne, Fig. 32 mit Gleyhorizont.

hydrologiskt hänseende ingen principiell skillnad mellan gråblå sumpjordmån och humuspodsol med svag anrikning (jfr sid. 211). Dessa båda profiltyper representera tillsammans torvmarkerna, och en diskussion av deras respektive grundvattenförhållanden blir en diskussion av torvmarkernas grundvattenförhållanden. Följande framställning avser emellertid ej att ingå på grundvattnet i större torvmarker, som delvis uppstått genom igenväxning av sjöar och som innesluta gölar och vattenlinser. Sådana hydrologiska förhållanden ha ingående behandlats av MALMSTRÖM (1923) i hans monografi över Degerö stormyr och kunna därför här lämnas åsido. Här skall jag i stället göra ett försök att utreda grundvattenförhållandena i sådana relativt grunda men till väsentlig del av ogenomsläpplig dyrtorv bestående torvmarker, som förekomma å de båda försöksfälten och i deras omgivningar och som känneteckna norrländska moränlider.

I fråga om de marker med gråblå sumpjordmån (och humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv), vilka jag närmare studerat, kan man urskilja trenne olika hydrologiska grundfall, mellan vilka alla övergångar finnas. Dessa tre fall äro: 1. Grundvattnet i humustäcket (torven) och mineraljorden bildar ett sammanhängande system. 2. Grundvattnet i mineraljorden och torven bildar två skilda system och grundvattennivån i mineraljorden ligger under avsevärda tider ett stycke under torven. 3. Grundvattnet i mineraljorden och torven bildar två skilda system, grundvattennivån i mineraljorden når torven och står åtminstone tidvis under tryck (artesiskt grundvatten).

1. Grundvattnet i torven och mineraljorden bildar ett sammanhängande system.

Om ett torvlager är luckert och genomsläppligt för vatten (se MALMSTRÖM 1923, s. 114), så kan ett grundvatten röra sig i dess porer och därvid stå i direkt hydrostatisk förbindelse med grundvattnet i mineraljorden under torven. Den svår- eller ogenomsläppliga dyrtorven, som i allmänhet saknar porositet inom själva massan, kan vara genomdragen av så mycket släppor, rotkanaler o. d. att ett grundvatten kan röra sig i dessa. Särskilt genomsläppliga äro de grunda lager av skogstorf (råhumusartad dyrtorv enligt MALMSTRÖM, 1928, s. 341) som äro vanliga i gråsumpskogarna. I händelse mäktigheten hos torvlagren är mer än 30 cm, plägar däremot i allmänhet den undre delen bestå av kompakt och ogenomsläpplig dyrtorv. Här bortses från mer eller mindre luckra, gungflyartade torvbildningar, som delvis fylla ut vattensamlingar. Det blir sålunda egentligen endast inom marker med grunda torvlager (<30 cm), där man kan säga att det finnes ett gemensamt grundvattensystem i torven och mineraljorden (se fig. 4).

Om grundvattennivån praktiskt taget under hela året når upp i torven, kan

ej podsolering uppstå. Detta är just den gråblå sumpjordmånens bildningsbetingelse. Någon nedåtströmning av sjunkvatten från torven till mineraljorden äger då ej rum, åtminstone ej i nämnvärd grad. Ofta kan ej heller en gleyhorisont av utfälld limonit uppkomma, ty grundvattnet, som visserligen innehåller lösta järnsalter, kommer endast inom torven i beröring med luftens syre. Om järnutfällningar uppstå här, reduceras de och upplösas antagligen omedelbart åter (jfr sid. 265). I enstaka fall har jag anträffat järnutfällningar i torv (profil 16); dessa ha antagligen bildats genom att koncentrationen av järn i grundvattnet har varit mycket hög (tab. 6, nr 41), varigenom en så kraftig limonitavsättning uppstått, att den ej omedelbart hunnit återupplösas. I det anförda fallet fanns en mycket utpräglad gleybildning i lagret närmast under torven, vilket visar, att grundvattennivån någon gång sjunker under A-horisonten. Om en gleyhorisont kan utbildas eller ej beror på om tidsperioderna med lägre grundvattenstånd och oxiderande miljö i tillräcklig grad överväga perioderna med reducerande betingelser, då den utfällda limoniten åter försvinner. Av allt att döma behöves det blott korta intervall med lägre grundvattenstånd och oxidation för att en gleyhorisont skall uppstå och vidmakthållas.

Den gråblå sumpjordmån med tunn torv och i följd därav ett gemensamt grundvattenstånd i mineraljorden och torven är just den jordmånstyp, som avses med FROSTERUS' benämning ren grundvattenjord (se sid. 171.) I de flesta fall har emellertid på sådana lokaler, där den rena grundvattenjorden en gång uppstått, torvbildningen nått en sådan omfattning, att den blivit mera än 30 cm mäktig. I de områden, som jag har undersökt, är sålunda gråblå sumpjordmån med tunn torv ett undantagsfall (jfr profil 15, 16, 21, 24, kap. 12). Det är dock ett fall av mycket stort intresse, ty det visar huru de hydrologiska förhållandena måste ha varit på många platser med mäktig torv, innan denna nådde sin nuvarande mäktighet. Man kan uppställa en hydrologisk serie av jordmånstyper: järnpodsol, järnhumuspodsol, humuspodsol med stark anrikning, humuspodsol med svag anrikning och tunt humustäcke, gråblå sumpjordmån med tunn torv, vilka bildas under inflytande av en allt högre, genomsnittlig grundvattennivå i mineraljorden. I denna serie passa ej de jordmånstyper in som ha mäktig torv (> ca 30 cm), såsom nedan skall visas.

Som allmän slutsats gäller: I den gråblå sumpjordmån med tunn torv och ett gemensamt grundvattensystem i torven och mineraljorden når grundvattnet praktiskt taget ständigt upp till mineraljordens yta. I sådana fall där en gleyhorisont finnes utbildad, måste dock vissa mellanperioder förekomma, då grundvattennivån sjunker ett stycke ned i mineraljorden. I dessa fall står jordmånstypen på övergång till humuspodsol med svag anrikning.

2. Grundvattnet i torven och mineraljorden bildar två skilda system och grundvattennivån inom mineraljorden ligger under avsevärda tider ett stycke under torven.

Detta hydrologiska fall må först belysas med ett exempel. Den centrala delen av försöksfältet i Kulbäcksliden (se fig. 36: det största området av gråblå sumpjordmån, och profilerna 13, 17, 18, 23, kap. 12) intages av en

gransumpskog, som omger en liten rismosse. Torven är 45—100 cm mäktig och i sin undre hälft bestående av smörig dytorv av den mest kompakta konsistens. Att torvtäcket är fullkomligt tätt visas av att det är omöjligt att med kvicksilverluftpump uppsuga vatten från mineraljorden under torven, vilket jag har försökt å en mängd punkter. Om man först genomborrar torven med en grov borrh och sedan sticker ned den vid sugning använda sonden i mineraljorden genom hålet i torven, vilket medger luft att komma ned genom torven och ersätta vattnet som pumpas upp, lyckas sugningen däremot. Detta gäller allmänt för torvlager av den angivna beskaffenheten.

Torvbildningen har uppstått i en svacka i moränmarken, till följd av ett där rådande högt grundvattenstånd i mineraljorden. Detta i sin tur har uppkommit dels genom en viss vattentillförsel från sidorna, dels genom den direkt fallna nederbörden. Medan torven var helt tunn, var den relativt genomsläpplig för vatten, men i och med dess progressiva tillväxt blev den fullständigt tätad i sina undre skikt. Nederbördsvattnet kan nu ej längre tränga ned genom torven, och från sidorna tillrinnande ytvatten (t. ex. vid snösmältningen) kommer att till en del rinna av på torvmarkens yta. Från och med den tidpunkt, då torven blivit tät för nederbördsvattnet, utbildar det sig sålunda i torvens övre lager en grundvattenvåning, som ej står i direkt (vertikal) förbindelse med den underliggande moränens grundvatten. Denna övre våning försvinner helt eller delvis genom avdunstning under torra somrar.

Den under torven befintliga moränen har i och med torvtäckets tillväxt och tätning berövats en god del av sin förut normala vattentillförsel. Dess grundvatten matas numera endast genom tillrinning av grundvatten från sidorna, vilket går ytterst långsamt på grund av moränjordens ringa genomsläpplighet (se kap. 7). Därtill försiggår det liksom alltid i moränmarken en viss dränering underifrån, genom att vattnet sjunker ned till hällen, där det matar ett system av fina ådror (se sid. 254). Det före torvbildningens inträdande härskande grundvattenståndet var ett uttryck för jämvikten mellan vattentillförseln och bortrinningen, inklusive dräneringen underifrån, men denna jämvikt har rubbats genom avspärrandet av nederbördsvattnet. Resultatet av det hela blir, att moränens grundvatten åtminstone tidvis sjunker ett stycke under torvlagret. Härvid skulle egentligen ett vacuum uppstå. Emellertid finnes det alltid en och annan rotkanal eller springa, åtminstone inom torvmarkens randzon, genom vilken luft kan insugas, åtminstone under sådana årstider, då grundvattnet står relativt lågt. Insugning av luft möter ej på långa vägar samma friktionsmotstånd, som insugning av vatten skulle göra. Härvid kommer även i betraktande, att om fritt vatten under en period av lågt vattenstånd (d. v. s. en avdunstningsperiod) skulle insugas genom fina kanaler, som uppkommit i en dytorvmassa, absorberas det fria vattnet begärligt av torvens humuskolloider, vilka genom avdunstningen förut tvingats att avge en del av sitt medelst adhesionskrafter bundna vatten. Härvid svälla kolloiderna och sträva att åter täppa till kanalerna. Den insugna luften är syrerik, och detta förklarar, varför det i allmänhet finnes vackra gleyhorisonter ett stycke under torven, även där densamma är 80—100 cm mäktig och absolut tät. Samtidigt verkar moränen närmast under torven vid grävning påfallande torr och alls ej mättad med vatten i motsats till moränen i torvmarkens övre randzon, som är vattenmättad och har såpkonsistens. Det är tydligt, att det finnes luft och oxiderande miljö under torven och gley-

horisonterna markera den zon inom vilken moränens grundvatten möter den insugna, syrehaltiga luften.

På grund av de ovannämnda företeelserna föreslog jag år 1921 min dåvarande kollega, nuvarande professor L. G. ROMELL att utsträcka sina undersökningar angående markluftens sammansättning till den ifrågavarande torvmarkens underlag, vilket han också beredvilligt gjorde. Han lyckades även (ROMELL 1922, s. 217—218) påvisa syrerik luft i moränen under den 70—100 cm mäktiga torven på ett fullkomligt oemotsägligt sätt. Samtidigt äro torvens vattenmättade lager fria från fritt syre (HESSELMAN 1910 b, sid. 120). I och med ROMELLS påvisande av den syrerika luften under torven är insugningen av luft under torven bevisad, och därmed är också förekomst av limonitutfällningar i gleyhorisonter (d. v. s. tillvaron av en oxiderande miljö) på sådana platser nöjaktigt förklarad. Genom diffusion från den insugna luften kan även grundvattnet själv erhålla en viss halt av fritt, löst syre, vilket påvisades av mig tidigare (1925, sid. 22—23). Jag tolkade då detta som ett symptom av att syrehaltigt grundvatten hade strömmat till från torvmarkens kantzoner. På grund av den stora svårigheten för vatten att strömma i horisontalled i dylika moräner (se kap. 7) anser jag det numera sannolikast, att den påvisade syrehalten i grundvattnet under den mäktiga torven tillkommit genom diffusion från den insugna luften.

Förekomsten av en gleyhorisont under ett lager av tät och mäktig torv torde få anses visa, att grundvattenståndet i mineraljorden står ett stycke under torven, åtminstone under vissa tider. Inom det ifrågavarande området med gråblå sumpjordmån ha 10 profiler med präktiga gleyhorisonter å 10—30 cm:s djup under den 50—100 cm mäktiga torven undersökts. Inom det närmast lägre belägna området (se fig. 32) av gråblå sumpjordmån funnos likaledes överallt gleyhorisonter under 60—100 cm:s torv. Inom det ännu lägre och nordligare belägna området når torven ej mer än 50 cm:s mäktighet, men även här finnas gleyhorisonter. Detsamma gäller försöksfältets nordöstra del, där tvänne profiler med gleyhorisonter under 70, resp. 75 cm:s torv undersöktes. Härav kan man dra den slutsatsen, att det ovan beskrivna exemplet är ett ganska vanligt hydrologiskt fall.

Det förekommer alltså vid vissa torvmarkers utveckling, att den progressiva torvbildningen medför en sänkning av mineraljordens ursprungliga grundvattenstånd. Härvid inställer sig grundvattennivån åtminstone tidvis ett stycke under torven. Mellan grundvattnet och torven finnes då syrerik luft, som insugits från sidorna eller på annat sätt, samtidigt som torven kan hårbärgera en övre grundvattenvåning. Detta hydrologiska fall igenkännes på att under den täta torven finnes en väl utvecklad, roststrimmig gleyhorisont.

3. Grundvattnet i mineraljorden och torven bildar två skilda system, grundvattennivån i mineraljorden når torven och står tidvis under tryck.

HESSELMAN (1909, s. 36) har preliminärt beskrivit ett fall, där grundvattnet i en liten myr står under tryck. Vid genomstickandet av den ganska grunda

torven (c:a 40 cm) omkring brunnen nr XVI på försöksfältet i Rokliden (se fig. 38) vällde, enligt vad han muntligt har meddelat mig, vatten upp med tryck ur hålet i torven.

Då området omkring brunnen nr XVI otvivelaktigt ur hydrologisk synpunkt är av stort intresse, skall här meddelas en närmare beskrivning av detsamma jämte en diskussion av dess vattenförhållanden. En 40—60 cm mäktig, ovanligt kompakt dytorv, bildad av ett starrkärr, utan vare sig porositet eller märkbara kaviteter, vilar på ett sandlager, som i sin tur underlagras av morän och håll, den senare bildande en ogenomsläpplig botten för det hela. Markprofilen är humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv samt inom en helt liten fläck (se fig. 38) gråblå sumpjordmån med mäktig torv. Inom den centrala försumpningen är topografien plan. Profiler hava undersökts å en mängd olika punkter; de framvisade överallt kompakt torv, vilande direkt på sand.

Eftersom mineraljorden är en genomsläpplig sand och brunnen nr XVI som består av ett järnrör, når ned i mineraljorden, kan man anse att det i brunnen mätta grundvattenståndet är betecknande för vattentrycket i sandlagret. Vattenståndet i brunnen XVI inställer sig under långa tider högre än markytan, och aldrig någonsin ligger det så lågt som mineraljordens yta. Under åren 1906—1914 voro minimivattenstånden sålunda 32, 55, 34, 26, 24, 48, 17, 41 och 32 cm över sandens yta. Torvens mäktighet är 43 cm. Dessa vattenstånd kunna ej förklaras på annat sätt än att grundvattnet, såsom HESSELMAN (l. c) framhållit, står under hydrostatiskt tryck. Orsaken härtill är tydligtvis, att torven bildar ett ogenomträngligt täcke ovan sanden, som mottager vattentillförsel från sidorna. Vore torven porös, skulle vattnet tryckas upp genom torven och antingen dränka denna med vatten eller skaffa sig ett ytligt avlopp.

Eftersom grundvattnet alltid når upp till torven, kan aldrig luft insugas under denna. Det finnes därför inga betingelser för utbildning av gleyhorisonter med limonitiska avsättningar. Sådana saknas också fullständigt å den beskrivna lokalen, såväl inom humuspodsolens som inom den gråblå sumpjordmånen. Detta ger en möjlighet att skilja det nu anförda hydrologiska fallet från det föregående: frånvaro av gleyhorisont under ett tätt torvlager torde vittna om att grundvattnet underifrån tryckes upp mot torven.

Det hydrologiska tillståndet omkring brunnen XVI å försöksfältet i Rokliden har ej alltid varit likartat. Det kan bevisas, att innan torvlagret hade uppnått sin nuvarande mäktighet, så var det allmänna vattenståndet i sanden lägre än nu för tiden. Eljest vore det nämligen otänkbart, att humuspodsol här skulle ha kunnat utbilda sig, ty en sådan förutsätter att sjunkvatten strömmat ned från humuslagret i mineraljorden. Lokalen ger således ett intressant belägg för progressiviten hos de hydrologiska förhållandena i och med att torven bildas. Det är troligt, att före torvbildningens inträdande sandens grundvatten fann avlopp i omgivningarna, särskilt i västlig riktning (se fig. 8 och fig. 38). Det bör ha sökt sig väg dels som ytvatten och dels i moränmarkens allra översta, tämligen luckra lager. I och med den fortgående torvbildningen har ytvattenavrinningen hindrats, och genom impregnation med humuskolloider (bildning av humuspodsol) ha de övre lagren i moränmarken i stor utsträckning tätats, varigenom grundvattenavloppet försvårats. Tilloppet av grundvatten genom den genomsläppliga sandens undre lager har däremot ej tätats i och

med att sanden har blivit täckt med torv. Sandlagret är en reservoir, som upptager vatten från omgivningarna, och den nederbörd, som före torvtäckets bildning har fallit på detsamma, bidrog tydligen icke väsentligen till dess vatteninnehåll. Eftersom sålunda tillförseln av vatten till sanden blott obetydligt minskats (genom att den direkta nederbörden rinner av ovanpå torven), medan avloppet i hög grad försvårats, har så småningom det tryck uppstått, som ger anledning till förekomsten av artesiskt vatten under torven.

Med det beskrivna området överensstämmer ganska nära det lilla kärret omkring brunnen IX å försöksfältet i Rokliden (Fig. 38). Även här föreligger ett vattenförande sandlager, som täckes av en 40—60 cm mäktig, kompakt dytorv, och vattenståndet i brunnen står under den torraste årstiden ovan sandens yta. Gleyhorisont saknas. — På Kulbäcklidens försöksfält finnes ett område av gråblå sumpjordmån omkring och NW om brunnen IX (se fig. 36). Torven är 80—100 cm mäktig och består i botten av smörig dytorv, av samma täta beskaffenhet som ovan beskrivits (sid. 219). I en 200 cm djup profil konstaterades att gleyhorisont alldeles saknas, varjämte moränens vatten var fullkomligt syrefritt. Moränen var tydligen vattenmättad ända upp till torven, ty den var såpig och halvflytande i motsats till i de ovan (sid. 219) beskrivna profilerna med gleyhorisont. Tyvärr kan av olika skäl ej brunnen användas för bedömning av vattentrycket i moränen. Det är emellertid uppenbart, att här föreligger ett hydrologiskt fall, analogt med det just beskrivna. — Öster om Storkåtatjärnbäcken å försöksparken Kulbäcksliden har jag undersökt en mosse med dytorv, vilande på vattenmättad sand, med gråblå sumpjordmån utan gleyhorisont. Här föreligger av allt att döma ännu ett exempel.

Huruvida grundvattnet i de båda senast omtalade fallen verkligen står under tryck eller ej, kan ej med säkerhet avgöras. Uppenbarligen måste det finnas mellanfall mellan sådana torvmarker, där grundvattnet sjunker ned ett stycke under torven, och sådana, där grundvattnet underifrån tryckes upp mot torven. I vissa mellanfall kan man tänka sig, att grundvattnet ständigt står i mineraljordens yta, dock utan att tryckas upp mot torven. Uppenbarligen äro emellertid dessa gränsfall mest av teoretiskt intresse. I naturen torde antingen övervägande undertryck med åtföljande insugning av luft och utbildning av gleyhorisont eller övervägande övertryck och artesiskt grundvatten föreligga.

Det förekommer alltså vid vissa torvmarkers utveckling, att den progressiva torvbildningen åstadkommer ett slags uppdämning av underlagets grundvatten, vilket kommer att stå under tryck. Grundvattnet i mineraljorden når i sådana fall upp till torvens gräns. Någon insugning av luft och utbildning av gleyhorisont kan ej äga rum, och på frånvaron av den senare i förening med tät och mäktig torv igenkännes detta hydrologiska fall. Samtidigt kan det i torven tidvis förekomma en övre grundvattenvåning, som ej har vertikal förbindelse med mineraljordens grundvatten. Detta senare kan ej tränga upp genom den ogenomsläppliga torven. Endast förmedelst diffusion kan en viss vattentransport från mineraljorden till torven äga rum. Först om torvlagret genomborras, kommer det undre grundvattnet i dagen.

Allmänna slutsatser angående grundvattenförhållandena i gråblå sumpjordmån. När torven är genomsläpplig och tunn, finnes ett gemensamt grundvattensystem i mineraljorden och humustäcket. Grundvattnet når praktiskt taget ständigt upp i humuslagret. I vissa fall kan emellertid grundvattenståndet under korta perioder sjunka något därunder. Sådana fall igenkännas därpå, att en svag gleyhorisont finnes utbildad. Jordmånstypen står då i viss mån på övergång till humuspodsol med svag anrikning.

Där torven är tät och mäktig (över c:a 30 cm, alltså i torvmarker) föreligger ingen hydrologisk skillnad mellan gråblå sumpjordmån och humuspodsol med svag anrikning. Det förekommer tvenne skilda system av grundvatten, ett i torvens övre, genomsläppliga lager, ett i mineraljorden. Härvid kan ettdera av följande två fall inträffa. 1. Grundvattnet sjunker åtminstone tidvis ett stycke under torven, varvid luft insuges och en gleyhorisont utbildas. Sådana fall igenkännas sålunda på att det förekommer en väl utbildad gleyhorisont ett stycke under torven. 2. Grundvattnet når ständigt upp till torven och är då vanligen artesiskt. Någon luft kan icke inkomma, och fallet igenkännes därför på att gleyhorisont fullständigt saknas. Naturligtvis kan det finnas mellanfall, där vattnet under vissa årtider står ett stycke under torven, medan det vid andra tillfällen tryckes upp mot densamma. Förekomsten eller felandet av en gleyhorisont i mineraljorden under torven ger en möjlighet att i fält avgöra, till vilken av de båda hydrologiska typerna en torvmark hör. Större torvmarker, som fylla ut bäcken, som en gång ha varit vattenfyllda, torde i allmänhet höra till den senare typen, som saknar gleyhorisont.

Kemisk karakteristik av den gråblå sumpjorden.

Den gråblå sumpjordmånen kännetecknas kemiskt av att den minerala substansen i C₁-horisonten har ungefär samma halt av oxalatlöslig kisel-syra, aluminium och järn som C₂-horisonten, d. v. s. underlaget, samtidigt som en viss humusinblandning förefinnes. På grund av humushalten skulle det vara berättigat, att benämna skiktet en B-horisont. I vissa fall, där skiktet i ett tidigare stadium undergått vittring, skulle det i stället vara berättigat att benämna detsamma en A₂-horisont. Skiktet närmast under humustäcket i den gråblå sumpjordmånen representerar sålunda ett övergångsfall mellan de olika horisonterna. När jag valde att benämna detsamma C₁-horisonten, har jag därmed velat pointerat, att det ej är ett skikt, från vilket utlösning sker, samt att humusinblandningen, som ej är en nödvändig beståndsdel och stundom nästan saknas, ej har tillkommit på samma sätt som i vanliga B-horisonter (jfr sid. 288).

Fig. 33 och 34 illustrera den gråblå sumpjordmånens kemiska förhållanden. Halten oxalatlöslig kiselsyra varierar i de undersökta C₁-horisonterna mellan 0,02 och 0,19 %, halten oxalatlöslig Al₂O₃ mellan 0,3 och

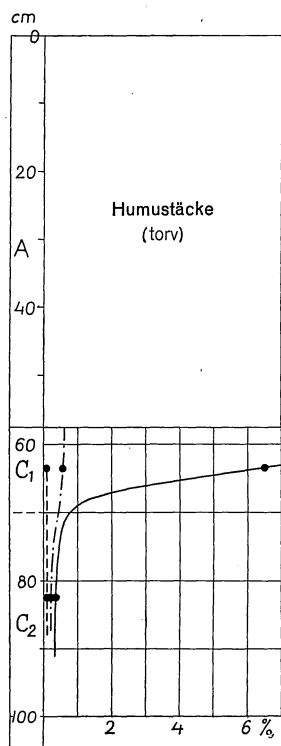


Fig. 33.

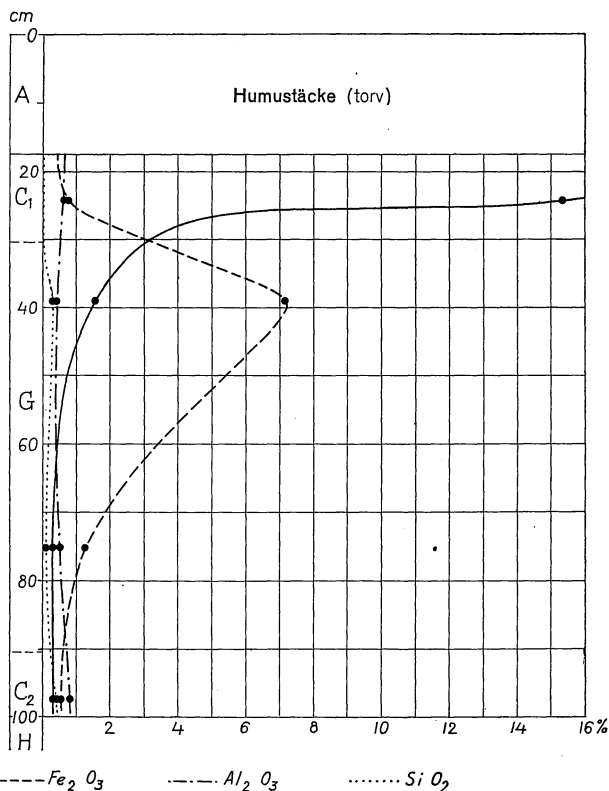


Fig. 34.

Fig. 33. Halten av kolloida ämnen i en profil i gråblå sumpjordmån utan gleyhorisont (nr 13, kap. 12). Förklaring, se fig. 17.

Der Gehalt an kolloiden Stoffen in einem Profil in graublauem Sumpfboden ohne Gleichhorizont (Nr. 13, Kap. 12). Erklärung, s. Fig. 17.

Fig. 34. Halten av kolloida ämnen i en profil i gråblå sumpjordmån med starkt utvecklad gleyhorisont (nr 15, kap. 12).

Der Gehalt an kolloiden Stoffen in einem Profil in graublauem Sumpfboden mit einem stark entwickelten Gleichhorizont (Nr. 15, Kap. 12).

0,8 % och Fe₂O₃ mellan 0,12 och 0,66 %. Anmärkningsvärd är den höga halten citronsyrelöslig fosforsyra, 0,030—0,060 %.

Ett stort intresse har det att konstatera, om det översta, emot humustäcket gränsande lagret i den gråblå sumpjordmån har undergått normal podsolvittring av samma typ som i järn- och humuspodsol eller ej. I en serie undersökta fall kunde en sådan vittring ej spåras. Jag hänvisar här till analyserna under profilerna 13, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23

(kap. 12). Alla dessa utom n:r 21 äro tagna inom själva försöksfältet vid Kulbäcksliden. Vittringsindices för lagret närmast under torven (C_1) i de nämnda profilerna äro respektive: -6 , -2 , $-1,5$, -13 , $+15$, $+11$, $+14$, $+13$, $+16$. Att vittringsindex över huvud taget kan få ett negativt värde beror på de mineralogiska olikheter, som alltid finnas hos moränmaterialet. Särskilt när de olika proven som i detta fall äro jämförda med en standardmorän, måste denna felkälla spela in (jfr sid. 182). En granskning av analysmaterialet visar emellertid, att samtliga de lägsta vittringsindices, alltså de, vilka äro negativa, men som med en något lyckligare vald standard-moränsammansättning skulle ha blivit än positiva, än negativa, träffats i de profiler, där humustäcket är en mäktig torv (60—100 cm), medan de vittringsindices, som äro höga ($+11$ till $+16$), träffats i profiler med tunn torv. Bland dessa härstammar provet med den högsta vittringsindex ($+16$) från en profil, som ligger alldeles intill gränsen mot ett humuspodsolområde, och där man måste vänta sig en övergång till hög vittringsindex. Humuspodsolen i samma grop på drygt 1 meters avstånd har också index $+41$. Man kan sålunda säga att vittringsindices för de undersökta profilernas C_1 -horisonter visar, att i den typiska gråblå sumpjordmånen, där torven är mäktig, har alls ingen podsolvittring försiggått, däremot, där torven är tunn, en helt svag sådan.

En mera allsidig granskning av analyserna och vittringsgraderna för de olika ämnena (se tabellmaterialet i kap. 12) ger anledning till alldeles samma slutsatser som granskningen av vittringsindices, d. v. s. C_1 -horisonterna i de undersökta profilerna ha icke undergått nämnvärd vittring. Där torven är relativt tunn finnas spår av vittring. Dessa äro dock vanligen så pass svaga, att de nätt och jämnt kunna konstateras, och mycket obetydliga jämfört med vittringen i verkliga podsolprofilers A_2 -horisonter. Särskilt må i detta sammanhang påpekas profil 20, som är tagen i den minsta lilla fläcken av gråblå sumpjordmån utanför östra gränsen av Kulbäckslidens försöksfält (se fig. 36), och vars humustäcke är blott 10—12 cm mäktigt, men vars C_1 -horisont dock ej är nämnvärt vittrad.

Den omständigheten att man träffar gråblå sumpjordmåner, där lagret närmast under humustäcket (torven) är ej eller högst obetydligt vittrat, kan ej tolkas på mera än ett sätt (jfr sid. 217): Vattenståndet har på dessa platser från början stått så högt, att all podsolering har omöjliggjorts. Vattenståndet i mineraljorden har stått högt ända tills torven genom sin progressiva tillväxt blev tät, och därigenom nya hydrologiska förhållanden inträdde. Dessa, som sammanhånga med att torven ej släpper igenom något vatten, (se sid. 219) omöjliggöra i sin tur all podsolvittring.

Emellertid förekomma även gråblå sumpjordmåner, där det översta

mineraljordsskiktet, C₁-horisonten, närmast under torven visar en blekjords karakteristiska mineralsammansättning, utan att detta dock framträder tydligt för ögat. Ett exempel härpå är profil 24 (sid. 349). Lagret närmast under den 12—14 cm mäktiga torven har här en typisk blekjordsammansättning. Vittringsindices för de bägge utförda analyserna är + 45 resp. + 53, alltså siffror, som kunde gälla normal blekjord. En annan profil, nr 25, har ett vittringsindex av + 29 och intager alltså en mellanställning mellan ovittrade och starkt vittrade skikt. Även denna profil hade en relativt tunn torv, 35 cm. Det är således ganska tydligt, att torvmäktigheten och vittringen i den gråblå sumpjordmånen sammanhånga med varandra.

I själva verket är det helt naturligt med hänsyn till vad som ovan framförts om de hydrologiska förhållandena i torvmarkernas underlag, att torvmäktigheten skall spela in i fråga om vittringen. Är torvmäktigheten ringa, under trettio cm, är det vanligen ett gemensamt grundvattensystem i torven och mineraljorden. Vid extrema torrperioder torde alltid grundvattnet någon gång sjunka under torven, och när sedan nederbörd inträffar, tränger humushaltigt vatten från torven ner i mineraljorden och förorsakar där någon, ehuru obetydlig vittring. I de fall däremot, där torvtäcket är mäktigt och tätt, kan en sådan nedåttransport av sjunkvatten aldrig äga rum. Frånvaron av vittring i sådana gråblå sumpjordmåner, som ha mäktig torv, beror utan tvivel i första hand på att dessa jordmåner träffas i de centrala, våtaste områdena av torvmarker, där grundvattnet redan före torvbildningen ständigt stod högt. Men denna frånvaro visar även, att ingen senare vittring inträffat, trots att grundvattenståndet, såsom ovan visats, i flere fall sjunker under den en gång färdigbildade torven. Det är sålunda tydligt, att ingen vattenförbindelse (bortsett från diffusion) förefinnes mellan mineraljorden och torven, när den senare är en i sina undre lagar kompakt dytorv.

Troligen få sådana gråblå sumpjordmåner, där mineraljordslagret närmast under torven utmärkes av stark vittring, tolkas såsom gamla humuspodsoler, vilkas ursprungliga B-horisonter blivit fullständigt utplånade (jfr sid. 211), sedan de hydrologiska förhållandena ändrats, varefter nästan all vittring upphört. En humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv har, som nämnts, samma hydrologiska typ som en gråblå sumpjordmån med en mäktig tov. Vittringen i humuspodsolen visar, att denna hydrologiska typ vunnits genom en fortgående utveckling ifrån en annan typ med lägre grundvattenstånd. Härvid synas kolloiderna i B-horisonten även småningom försvinna (jfr sid. 295), och slutresultatet av markens utveckling blir troligen till sist en gråblå sumpjordmån med hög vittringsindex i lagret närmast under torven.

Gleyhorisonterna äro i den gråblå sumpjordmånen lätta att särskilja från andra bildningar och därför även lätta att kemiskt karakterisera. Profilerna 14 och 15 samt fig. 34 illustrera den kemiska sammansättningen hos sådana gleyhorisonter. De framvisa tydligt en järnanrikning, oberoende av andra ämnen. I profil 16 (sid. 342) föreligga analyser från en extrem gleybildning, egentligen ett ockralager, bildat under ganska tunn torv, och som därför kan ha emottagit vissa beståndsdelar genom transport uppifrån. Denna järnockra visar en icke obetydlig humushalt, ävensom Al_2O_3 -halt, varjämte den oxalatlösliga kiselsyran når 2,39 %, ett maximivärde. Järnet överväger dock fullständigt med 54,40 % Fe_2O_3 . Det är givet, att en så stark anhopning av järnkolloider skall kunna absorbera även betydande mängder av andra ämnen och åstadkomma en allmän kolloidavsättning. Som något exempel på normala gleybildningar kan emellertid profil 16 ej tjäna men väl däremot profilerna 14 och 15, med 1,36 resp. 7,10 % utfällt Fe_2O_3 i gleyhorisonten och endast obetydliga mängder av andra kolloider.

Översikt av de beskrivna jordmånstypernas relationer till grundvattenståndet.

De ovan urskilda jordmånsvarianterna kunna först uppdelas efter humustäckets mäktighet, och därvid uppnås även en i stort sett naturlig indelning av deras hydrologiska egenskaper. Ovan (sid. 176) har gränsen mellan torvmarker och mineraljordsmarker satts vid c:a 30 cm:s torv. Vid denna torvmäktighet har även i regel grundvattenståndet börjat röna inverkan av torvlagret på det ena eller andra sättet (se sid. 218 och 220). Vi skola först betrakta de marker, vilkas humustäcke är tunt.

De jordmånstyper, vilkas humustäcke är mindre än 30 cm mäktigt, kunna ordnas efter stigande fuktighetsgrad på följande sätt:

Järnpodsol. Grundvattennivån ligger genomsnittligt under perioden juni—oktober, enligt de utförda mätningarna allra högst 66 cm från mineraljordens yta, således under B-horisonten. Markvegetationen saknar speciella fuktväxter såsom *Sphagna*.

JärnhumusPodsol. Grundvattennivån ligger genomsnittligt under perioden juni—oktober enligt de utförda mätningarna mellan 70 och 37 cm under mineraljordens yta. Den når ganska ofta upp i B-horisonten. Grundvattnet påverkar tydligt humusbildningen och markvegetationen, som oftast plägar innehålla *Sphagna*.

HumusPodsol med stark anrikning. Grundvattennivån ligger genomsnittligt ännu högre än i föregående fall. Under avsevärda tider ligger den dock så pass lågt, att en avsevärd anrikning d. v. s. bildning

av en B-horisont kan äga rum. Den påverkar starkt humusbildning och markvegetation.

Humuspodsol med svag anrikning. Grundvattenståndet ligger genomsnittligt ännu högre än i föregående fall. Endast under korta tider ligger det så lågt, att kolloidanrikning i B-horisonten kan försiggå. Detta lager blir därför föga utpräglad, men urlakningshorisonten, A_2 , är kraftigt utvecklad.

Gråblå sumpjordmån. Grundvattnet ligger praktiskt taget ständigt ända upp i markytan. Härigenom förhindras podsoleringsprocessen och varken A_2 - eller B-horisont utbildas. Vid de tillfällen, då grundvattnet sjunker något under mineraljordens yta, finnes dock möjlighet till en viss vittring, genom att humushaltigt vatten tränger ned från torven. Förekomst av en gleyhorisont, vanligen helt svag, är ett tecken till att grundvattennivån stundom faller under mineraljordens yta. Profilen står i detta fall på övergång till humuspodsol med svag anrikning.

På sätt och vis faller humuspodsol med ortsten utom ramen för den anförda serien av jordmånstyper. Humuspodsol med ortsten har ett grundvattenstånd, ungefärligen överensstämmande med järnhumuspodsol, men utbildningen av humusortsten sammanhänger ej blott med grundvattenståndet utan även med ett extra vattentillskott från angränsande torvlager. Detta vattentillskott torde även starkt påverka humusbildning och markflora, vilka pläga ha en ganska fuktig prägel inom ifrågavarande jordmånstyps område, trots det relativt låga grundvattenståndet.

De marker, vilkas humustäcke överskrida 30 cm, alltså torvmarkerna, kunna i stort sett indelas i humuspodsol med svag anrikning och gråblå sumpjordmån, men dessa båda typer ha härvid samma hydrologiska valör, enär humuspodsolen utbildats under ett föregående tillstånd och fortbildas ej under de nuvarande betingelserna. Dessa marker ha i regel tvenne skilda grundvattenstånd, ett i torven och ett i mineraljorden under torven, förutsatt att torven ej är alltigenom lucker och genomsläpplig. Grundvattenståndet i mineraljorden kan dels tidvis sjunka under torven (sid. 220), dels tryckas upp mot torven (sid. 222) och sålunda vara artesiskt. Mellan dessa båda fall finnas alla övergångar.

KAP. 6. Markprofilkartor. Sambandet mellan markprofil och vegetation.

I kap. 5 har framlagts resultatet av observationer å försöksfälten och i deras omgivningar, vilka tillåta en allmän bedömning av de olika jordmånstypernas relationer till vattenförhållanden, torvmäktighet m. m. En mera konkret uppfattning av deras beroende av geologiska och topogra-

fiska förhållanden uppnår man dock först med hjälp av markprofilkartor av terränger, som även karterats geologiskt och topografiskt. Om man är i besittning av kartor över samma terrängers växtsamhällen, komma även jordmånstypernas samband med dessa att i viss mån framträda. MALMSTRÖM, som tidigare (i TAMM och MALMSTRÖM 1926) urskilt de olika växtsamhällen, som förekomma å försöksfälten och deras omgivningar, har utfört en botanisk karta över hela försöksparken Kulbäcksliden. I ett senare arbete (MALMSTRÖM 1931, sid. 23 och 63) har han meddelat botaniska kartor över de båda försöksfälten, vilka kartor även här återges. Därtill har han i de nämnda båda arbetena meddelat en mängd goda fotografier av de olika skogstyperna och övriga växtsamhällena (se även MALMSTRÖM 1923). Av denna anledning har jag här icke återgivit några fotografier av växtsamhällen.

Geologiska kartor av försöksfälten ha meddelats i kap. 4. I och med de här nedan framlagda markprofilkartorna, å vilka topografien är återgiven medelst höjdkurvor, förefinnes sålunda ett relativt allsidigt kartmaterial för bedömning av jordmånstypernas relationer till geologi, vegetation och topografi. Innan jordmånskartorna över försöksfälten behandlas, må emellertid först framläggas en jordmånskarta över ett litet område beläget å platån Stormmyrtjälen på Kulbäcksliden, c:a 300 m SW om försöksfältet. Detta område utmärker sig för i ögonen fallande klara relationer mellan jordmånstyperna och de av topografien betingade fuktighetsförhållandena.

Området å Stormmyrtjälen.

Beskrivning. Områdets geologi kännetecknas av morik morän av ungefär 1 m:s mäktighet som vilar på gnejshäll. Det hela är numera ett kalhygge, sedan skogen avverkades under åren 1918—1919. Skogen var en granskog av *Vaccinium*typ utom inom den centrala delen (ungefär den streckade linjen å fig. 35), där den var en gransumpskog.

De topografiska förhållandena såväl som fördelningen av jordmånstyperna framgå av fig. 35, som är en karta, grundad på undersökning av punkter, liggande i ett rutnät med tio m:s sida. I ytans centrum befinner sig en liten svacka, betingad av berggrundens ytkonfiguration. Här står grundvattnet ständigt mycket högt, vanligen ända upp i humustäcket, som är en torv av 10—20 cm:s mäktighet. Även under den varmaste tiden på sommaren sjunker vattnet ej mycket under torven inom svackans centrala del. Till den lilla svackan rinner uppenbarligen vatten vid snösmältningen eller efter stark nederbörd från de högre belägna omgivningarna. Dessa kännetecknas av järnpodsol, som när man närmar sig svackan övergår i järnhumuspodsol och humuspodsol med svag anrikning, det

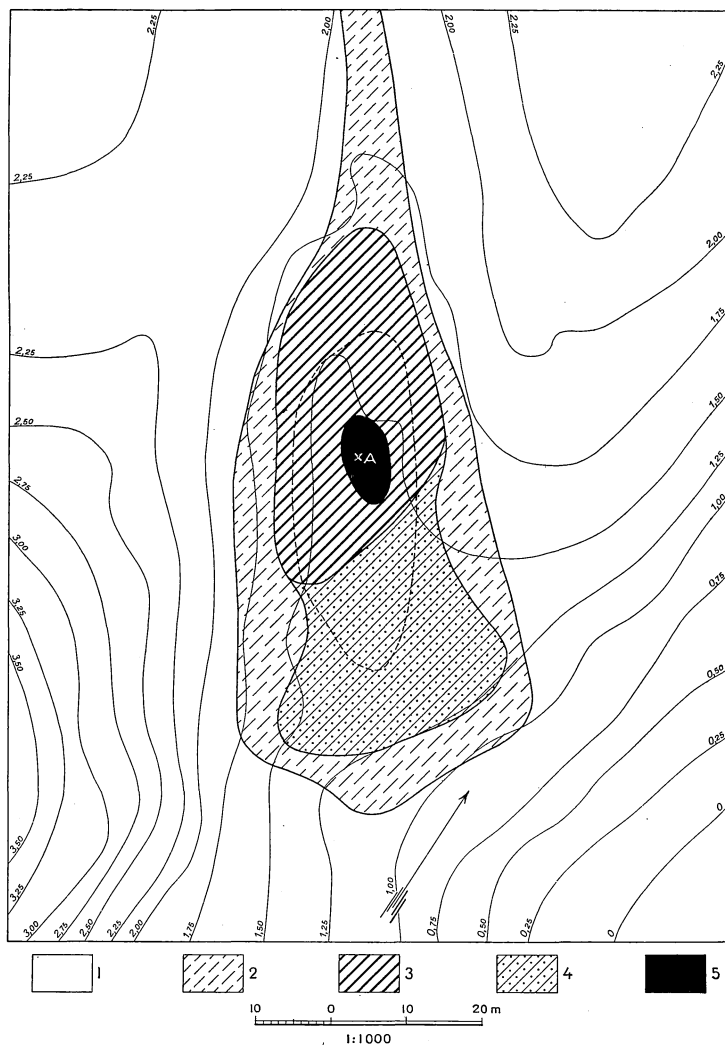


Fig. 35. Markprofilkarta över ett litet område å platån Stormyrtyälen, Kulbäcksliden. Upprättad av O. TAMM. 1: Järnpodsol utan ortsten. 2: Järnhumuspodsol. 3: Humuspodsol med svag anrikning. 4: Humuspodsol med ortsten. 5: Gråblå sumpjordmån. Torvens mäktighet överstiger ingenstädes 20 cm.

Bodenkarte eines kleinen Gebietes auf dem Plateau Stormyrtyälen, Kulbäcksliden. 1: Eisenpodsol ohne Ortstein. 2: Eisenhumuspodsol. 3: Humuspodsol mit schwacher Anreicherung. 4: Humuspodsol mit Ortstein. 5: Graublauer Sumpfboden. Die Dicke der Humusdecke übersteigt nicht 20 cm.

senare inom en zon, där grundvattnet står mycket högt, dock utan att ständigt nå mineraljordens yta. Den centrala, våtaste fläcken har gråblå sumpjordmån med en mycket svagt utbildad gleyhorisont. Emellertid sluttar hela terrängen något mot öster och den torvfyllda svackan av-

bördar tydligen en del av sitt vatten genom överrinning åt detta håll, vilket har åstadkommit en typisk, ganska mäktig humusortsten med skivstruktur, täckt av 20—30 cm:s blekjord. Där ortstenen finnes, är marken torrare och grundvattenståndet lägre, vilket tydligen är anledningen till att en vertikal nedåtströmning av humushaltigt vatten kunnat ske. Orsaken är säkerligen, att marken här dräneras underifrån genom vattenådror intill hällen (jfr kap. 7, sid. 254), vilka i och med den mot öster allt mera lutande bergytan få ökade möjligheter att torrlägga marken. Detta är tydligtvis också orsaken till att försumpningen ej kunnat utbreda sig längre mot öster, än vad den har gjort, trots att terrängen där ligger lägre och att vattnet runnit över åt detta håll.

Markprofilen som klimatindikator. Grundvattenståndet i en liten hålldepression bör vara synnerligen känsligt för klimatets tillfälliga och långvariga växlingar. I den mån ett studium av markprofilens utveckling kan belysa forna tiders grundvattenstånd, bör det också kunna vara i stånd att ge ett bidrag till diskussionen om klimatets utveckling. Härvid borde helst ett större antal av dylika små svackor gjorts till föremål för undersökning. Så är emellertid ej fallet, utom de ovan beskrivna har jag endast undersökt en liknande, ännu mindre fläck av gråblå sumpjordmån, som ligger intill (strax utanför) försöksfältets i Kulbäckslidens östra gräns (se fig. 36 : P). En jämförande granskning av de båda fläckarna må här nedan meddelas:

Profil 24, kap. 12, illustrerar förhållandena i det ovan beskrivna området på Stormyrtyälén. Tvenne, ytterst omsorgsfullt uttagna prov av mineraljorden närmast under torven inom den gråblå sumpjordmånen ha analyserats, och analyserna stämma mycket väl överens. De utvisa en tydlig blekjordssammansättning med vittringsindices resp. 45 och 52. En podsoleringsprocess har således här kunnat försiggå, trots att intet spår av B-horisont kan skönjas i profilen. Antingen har podsoleringen skett under nuvarande klimatbetingelser vid tillfällena, då grundvattnet står osedvanligt lågt (märk närvaron av en, visserligen ytterst svag gleyhorisont), eller också är den resultatet av att klimatet tidigare har varit något annorlunda än nu, antingen under en viss epok eller under flere, periodiskt återkommande år eller årsföljder. Med hänsyn till att grundvattnet f. n. även under den torraste tiden på sommaren står mycket högt å den beskrivna punkten, är det ej sannolikt, att det kan äga rum någon podsolerung där, utan troligt är väl att den konstaterade vitttringen härrör från tider, då förhållandena i den lilla svackan ha varit genomsnittligt torrare än nu för tiden.

Profil 21, kap. 12, är hämtad från den lilla svackan invid gränsen av försöksfältet. Proven av mineraljorden närmast under humustäcket i den gråblå sumpjordmånen uttogos på precis samma sätt som i profil 24. I motsats till profil 24 visar profil 21 ingen tydlig podsolvittring. Vittringsindices i de två mycket likartat sammansatta proven äro resp. 11 och 14, vilket endast antyder helt svag vittring (se sid. 225). Trots att humustäcket endast

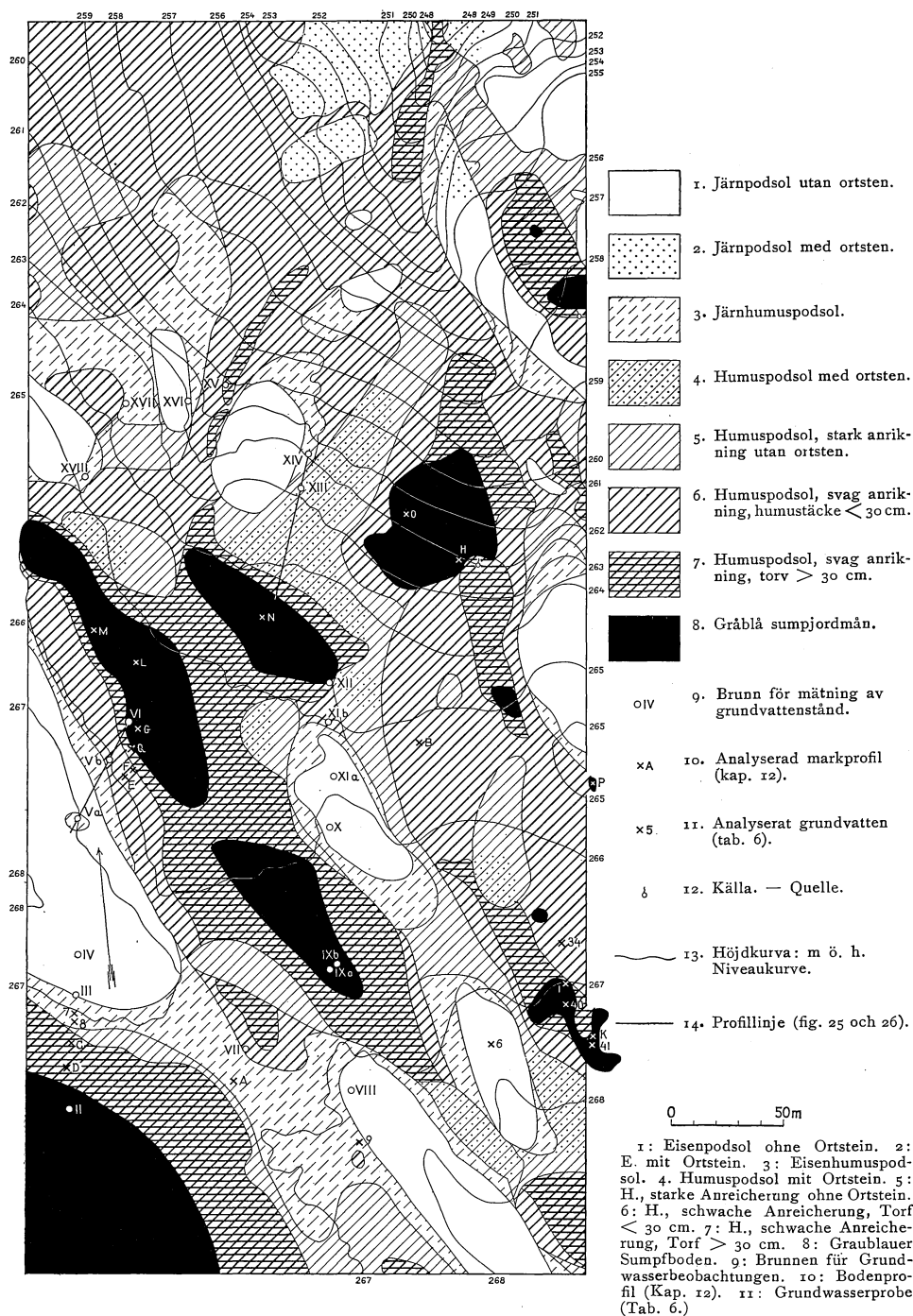
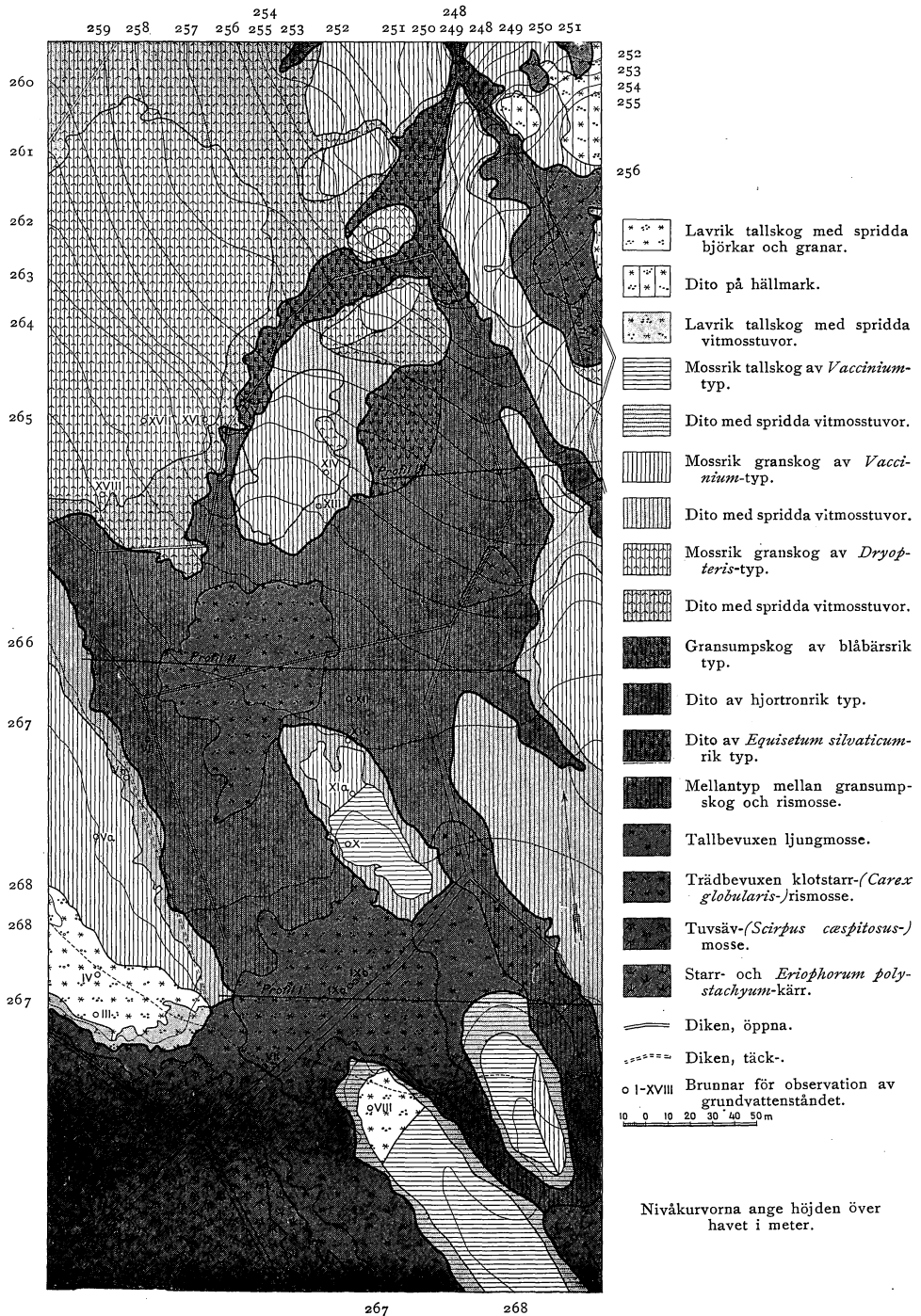


Fig. 36. Markprofilkarta över försöksfältet i Kulbäcksliden. Upprättad av O. TAMM. Vitt: järnpodsol. Svart: gråblå sumpjordmån. På olika sätt streckat: Humuspodsol och järnhumuspodsol.

Bodenkarte des Versuchsfeldes Kulbäcksliden.



är en råhumusartad torv av 12 cm:s mäktighet har marken här tydligen alltid varit mycket våt med grundvattenståndet stående ända upp i markytan, varigenom podsolering förhindrats. Lokalen överensstämmer fullkomligt med de andra fläckarna av gråblå sumpjordmån på försöksfältet i Kulbäcksliden (se sid. 235), vilka också äro alldeles opodsolerade. Orsaken till att grundvattenståndet i profil 21 alltid har stått så högt är tydlig: Punkten ligger i en sluttning med grund morän och representerar en liten fördjupning i hällen, som mottager utmed hällen framrinnande grundvatten (jfr sid. 255). Klimatet har uppenbarligen aldrig varit så torrt, att den lilla fördjupningen blivit uttorkad under så lång tid, att nämnvärd podsolering kunnat äga rum.

Granskningen av den gråblå sumpjordmånens beskaffenhet i de båda svackorna har givit vid handen, att den ena av dessa, den på Stormyrtjälen, antyder tillvaron av tidigare år eller årsföljder, som varit torrare än nu, medan den lilla svackan i försöksfältets gräns visar, att klimatet aldrig varit så torrt, att den varit väsentligt torrare än nu för tiden. På grund av dess topografiska läge mottager den något vatten uppifrån, varför den bör vara en mindre känslig klimatindikator än den förstnämnda svackan. Det hela har intresse huvudsakligen ur metodisk synpunkt, det framvisar en helt ny väg, på vilken klimatets utveckling under den postglaciala tiden måhända skulle kunna belysas, om ett större material av analyser från liknande lokaler insamlades.

Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Beskrivning. Fig. 36 visar markprofilkartan över försöksfältet i Kulbäcksliden, baserad på profiler tagna i ett rutnät om 20 m:s sida. I flere fall ha profiler grävts i ett tätare förband. Sålunda har omkring det oregelbundna området av gråblå sumpjordmån i fältets sydöstra del använts ett rutnät av 10 m:s sida, likaså omkring brunnarna X, XI a och XI b samt omkring och N om den minsta fläcken av gråblå sumpjordmån i fältets östgräns. Gränserna mellan de olika profiltyperna ha dessutom på en mängd punkter inom fältets västra del (d. v. s. det s. k. gamla försöksfältet eller den del, där brunnarna finnas) fastställts medelst särskilda profiler. Det sydvästra hörnet av försöksfältet ligger inom Degerö stormyr, och torven når i riktning utåt myren snart en betydande mäktighet, över 2 m. Intill en torvmäktighet av 150 cm har profilen konstaterats vara humuspodsol, men längre ut torde ett område av gråblå sumpjordmån vidtaga. På grund av de stora tekniska svårigheterna att säkert bestämma profilen under så mäktig torv, ha ej några profiler grävts i denna del av försöksfältet. MALMSTRÖM (1923, sid. 96, profil C-D) har funnit att ungefär 30 m från myrstranden, utåt räknat, ligger gränsen till

ett område med preabiegn torvbildningar i bottenlagret. Med all sannolikhet går också här gränsen mellan humuspodsol och gråblå (opodsolerad) sumpjordmån. Den har därför på kartan lagts c:a 30 m från myrkanten, men är sålunda hypotetisk.

Gränserna på en markprofilkarta, som är ritad i stor skala, måste alltid bli ganska ungefärliga, dels på grund av att de olika jordmånstyperna utan skarpa gränser övergå i varandra, dels på grund av att man ej kan gräva alltför många profiler, särskilt där torven är mäktig och vattenförhållandena äro besvärliga.

Försöksfältet i Kulbäcksliden (fig. 36) framvisar emellertid i stort sett samma lagbundenheter som den lilla försumpningen å Stormyrjtjälén fastän inom ett större område med mera omväxlande topografi. Torra ytor med järnpodsol omväxla med mer eller mindre fuktiga och försumpade ytor. Där järnpodsolen är utbildad i sand utmärkes den av rostfärgad, autokton ortsten (se sid. 195). Inom det stora järnpodsolområdet i fältets sydvästra del förekommer fläckvis järn-humuspodsol. — De våtaste svackorna äro utbildade som gråblå sumpjordmån, vilken enligt analyserna av profilerna 13—21 och 23, kap. 12, också är ovittrad, d. v. s. opodsolerad. Inom fältets östra del, där berghällen ligger på ringa djup under markytan (se fig. 7), förekommer den gråblå sumpjordmånen endast inom små fläckar, som tydligen äro betingade av hällens ytgestaltning. De markera små fördjupningar i hällen, där vatten samlar sig och stagnerar. Inom fältets västra del är moränen mäktig (se sid. 186), och där intager den gråblå sumpjordmånen betydande områden, där torven merendels är över 80 cm mäktig, vilka dock med största sannolikhet även här betingas av den underliggande hällens konfiguration.

Mellan järnpodsolen och den gråblå sumpjordmånen finnas zoner av järnhumuspodsol och av humuspodsolens olika varianter. Fig. 26, sid. 207 illustrerar de förhållanden, som vanligen möta vid övergång från fastmark med järnpodsol till torvmark på gråblå sumpjordmån, då lutningen går från fastmarken mot torvmarken. Man passerar en zon med järnhumuspodsol, därefter en zon med humuspodsol och tunn torv, så en zon med humuspodsol med mäktig torv.

Järnhumuspodsol finnes utbildad dels å mera plana, dels å mera lutande områden. I förra fallet är dess B-skikt starkt utpräglad, medan i det senare B-skiktet är liksom upplöst i mörka och rostfärgade strimmor.

Det stora järnpodsolområdet i sydväst är ett uppstickande parti på den låga bergås, som avgränsar Degerö stormyrs bäcken från den angränsande liden. Denna bergås fortsätter åt SO i form av ett smalt band av järnhumuspodsol, som snart åter övergår i järnpodsol. Närmast NO om den nämnda ryggen markeras en ny bergrygg med

samma strykningsriktning (jfr sid. 184) av tvenne »järnpodsol»-öar. Intill sådana ur »torvhavet» uppstickande »öar» har en serie humusortstenar uppstått, på ställen där vatten har runnit över från torvlager ut över mark, som blott är täckt med råhumus eller tunn, genomsläpplig torv. Några sådana ortstenar träffas däremot ej i själva Degerö stormyrns gräns, ej ens där myrens torvbildningar angränsa till den från myren sluttande lidens, trots att torvmäktigheten är obetydlig, varför på rinnande vatten borde ha kunnat silat igenom och bilda ortsten. Den största humusortstenen på försöksfältet har bildats där den centrala torvmarken lutar mot en fastmarksholme vid brunnen XIII. Vattnet har tydligen runnit ut från torvmarken åt NO och har bildat en stor ortstens-»tunga» i sluttningen. Torvens mäktighet i ortstensområdets översta del är 20—30 cm men sjunker mot NO snart till 10—15 cm och övergår till råhumus.

Gleyhorisonter äro mycket allmänna över väsentliga delar av försöksfältet, varför det är lättast att ange var de saknas. Området av gråblå sumpjordmän intill brunnarna IXa och IXb saknar, åtminstone i centrum gleyhorisont (jfr sid. 222) liksom även den inom fältet fallande del av Degerö stormyr, där torven är mäktig. De blöta stråken av humuspodsol med mäktig torv, vilka inom fältets nordliga hälft liksom bilda avloppsrännor för terrängens ytvatten (se fig. 7 och 36), sakna i allmänhet också gleyhorisonter, liksom även enstaka mycket våta fläckar här och var inom humuspodsolens och den gråblå sumpjordmånens områden. Inom järnpodsolen äro gleyhorisonterna mest utpräglade i närheten av gränsen till järnhumuspodsolområden. Som naturligt är, ligger gleyhorisonten avsevärt djupt i järnpodsolprofilerna. Längre bort från gränsen mot fuktigare markzoner plägar gleyhorisonten inom järnpodsolen stundom inskränka sig till rosthinnor omkring stenar.

På försöksfältet finnas tvenne källor. Den ena, som ligger i fältets östra gräns c:a 130 m från det nordöstra hörnet, är tydligen utloppet för en åder, kommande från den intill liggande, ganska vidsträckt fastmarksplatån Stormyrtjälen. Den har ett normalt, välsmakande, drickbart vatten. Den andra, som är så svag, att den knappt förtjänar benämningen källa utan snarare bör benämnas vattensega, befinner sig även i fältets östra del ungefär 230 meter söder om det nordöstra hörnet och 50 meter väster om östgränsen. Det vatten, som här framströmmar, är starkt järnhaltigt men färglöst och alldeles klart, det har avsatt rätt mycket järnockra omkring sitt utströmningsställe, som för övrigt har ändrat läge vid åtskilliga tillfällen, varför en relativt betydande, kärrartad yta innehåller ockraavsättningar.

Sambandet mellan markprofil och vegetation på Kulbäckslidens försöksfält. En jämförelse mellan MALMSTRÖMS vegetationskarta (fig.

37, sid. 233) och markprofilkartan utvisar det samband som råder mellan vegetation och markprofil. Härvid måste man dock hålla i minnet, att såväl vegetationsgränserna som i synnerhet markgränserna i naturen icke äro några skarpa linjer utan de motsvaras i allmänhet av övergångsbälten av större eller mindre bredd, och att på kartorna är en gränslinje en i viss mån subjektivt vald linje inom ett övergångsbälte. Att draga slutsatser av en mera noggrann överensstämmelse mellan mark- och vegetationsgränser är därför ogörligt, utan det blir endast de allmänna huvud dragen hos markkartan och vegetationskartan som kunna användas för slutledningar, vilka sedan må verifieras genom direkta fältobservationer.

De skogssamhällen, som i det följande skola nämnas, äro de av MALMSTRÖM (TAMM och MALMSTRÖM, 1926) beskrivna. Järnpodsolområdena äro bevuxna med *Sphagnum*-fria skogssamhällen, vanligen granskogar av *Vaccinium*-typ, men även, å de svagt sydexponerade stränderna av Degerö Stormyr, lavrik tallskog. Denna senare är dock ej särskilt torr, mot myren övergår den i lavrik tallskog med *Sphagnum acutifolium*-tuvor och profilen ändrar sig samtidigt till järnhumuspodsol. Humustäcket i tallskogarna å järnpodsolen är oftast c:a 5 cm mäktigt och blekjorden är lika mäktig som i de mossrika skogarna, således 10—12 cm. Det förefaller som om dessa tallskogar tillhöra en speciell biologisk typ, vanlig i myrkanter, och vilkas humustäcke har blivit ganska inaktivt trots att markfuktigheten ej är ringa. De likna ej med hänsyn till ståndortens beskaffenhet de lavrika tallskogar, som eljest äro vanliga i trakten och som utmärkas av tunt humustäcke och tunn blekjord (skarpmarkspodsol och torrmarkspodsol, se sid. 172). Den växtligaste granskogen av *Vaccinium*-typ finner man på sanden med ortsten i fältets nordliga del (se sid. 196). På morän med järnpodsol träffas i samma del en granskog av *Dryopteris*-typ utan *Sphagnum*. Marken lutar ganska starkt mot NO, varför lokalen måste vara något fuktigare än de sydligare, nästan plana järnpodsolområdena. Järnpodsolens (den friska järnpodsoltypens) skogssamhällen äro alltså: Lavrika tallskogar (i sydexponerade myrkanter), gran-(tall)skogar av *Vaccinium*-typ (det normala fallet) samt gran-(tall)skogar av *Sphagnum*-fri *Dryopteris*-typ i relativt fuktiga nordlägen.

Järnhumuspodsol, humuspodsol och den gråblå sumpjordmånen bilda tillsammans de fuktiga märkerna, i allmänhet kännetecknade av förekomst av vitmossor (*Sphagnum*). Emellertid gripa de *Sphagnum*-fria eller mycket *Sphagnum*-fattiga skogstyperna ofta ett stycke över gränserna mellan järnpodsolen och järnhumuspodsol, så att *Sphagnum*-fri skog stundom träffas på järnhumuspodsol och t. o. m. på humuspodsol. Däremot träffas ej skog med *Sphagnum* på järnpodsol.

Gränsen mellan järnpodsolen och järnhumuspodsolen är i stort sett gränsen mellan de marker, där jordmånsbildningsprocesserna försiggå under tydligt inflytande av grundvattnet, och vilkas markvegetation på grund av grundvattnets närhet vanligen kännetecknas genom förekomst av speciella fuktväxter, framför allt *Sphagna*, och de marker, där grundvattnet genomsnittligt ligger så pass lågt, att jordmånsbildningsprocesserna synas förlöpa på samma sätt som där grundvatten alls ej förekommer, och där markvegetationen ej innehåller *Sphagna* eller andra speciella fuktväxter. Man kan således säga att gränsen ifråga är gränsen för de tydligt grundvattenbetonade markerna och är således en mycket viktig markgräns. I skogen markeras den i stort sett genom vitmossornas förekomst. Själva markprofiltypen ger dock bättre besked än vitmossorna, om huruvida jordmånsbildningen på en punkt sker under fuktigare eller torrare betingelser.

Järnhumuspodsol, humuspodsol och gråblå sumpjordmån beväxas av *Sphagnum*-rika skogar av olika slag, av mosse- och kärrsamhällen. Är lutningen betydande, så träffas på humuspodsol merendels växtliga, tallblandade granskogar av *Dryopteris*-typ med *Sphagnum*-fläckar eller också blåbärsrika eller *Equisetum*-rika gransumpskogar. Alla dessa sumpskogstyper äro relativt växtliga och kunna efter dikning bli mycket produktiva, deras humustillstånd är i allmänhet gott. Detta sammanhänger med den höga markfuktigheten i förening med en viss rörlighet i sidled hos markvattnet. Där markprofilen är humuspodsol, står grundvattnet högt i marken, och då terrängen lutar, kommer det grundvatten, som når upp i markens övre, relativt genomsläppliga lager, att röra sig något i markens lutningsriktning, vilket som bekant på ett gynnsamt sätt påverkar skogsträden. Är rörligheten hos vattnet mycket stor, vilket i dessa trakter vanligen fordrar ett sandigt, starkt genomsläppligt underlag, övergår *Dryopteris*-skogen till starkt örtrik *Geranium*-skog, eller, om grundvattenståndet är mycket högt, till örtrik gransumpskog. Dessa typer finnas ej inom själva försöksfältet men väl i dess grannskap. I fuktiga marker med växtliga skogar och mer eller mindre torvartat humustäcke torde en viss vattenrörelse i markens lutningsriktning inom själva humustäcket tidvis förekomma, vilket även torde vara av betydelse för vegetationen.

Å plana eller mycket svagt lutande terrängar med järnhumuspodsol, humuspodsol och gråblå sumpjordmån finner man mindre produktiva växtsamhällen. *Vaccinium*-skogar och lavrika tallskogar, bägge med tuvor av *Sphagnum acutifolium*, vidare mosse- och kärrsamhällen samt sumpskogar av sämre, impedimentartade typer såsom hjortronrik gransumpskog. Av dessa växtsamhällen finnes en provkarta inom fältets sydliga del nära Degerö stormyr samt inom dess centrala försumpningsområde.

Med undantag av *Vaccinium*-skogarna tillhöra de torvmarkernas vegetation, av vilken MALMSTRÖM har givit en framställning i sin monografi över Degerö stormyr (1923), till vilken här må hänvisas.

Ett liknande samband mellan markprofil och vegetationstyp, som kan skönjas på försöksfältet, finner man även i dess omgivningar, d. v. s. försöksparken Kulbäcksliden i dess helhet, där jag undersökt ett mycket stort antal profiler inom de skogstyper, som av MALMSTRÖM urskilts och karterats (i TAMM och MALMSTRÖM 1926). De *Sphagnum*-fria skogarna förekomma på järnpodsolens domäner, sluttningar med humuspodsol äro be vuxna med starkt växtliga skogar, som ha vitmossor i bottenskiktet.

Försöksfältet i Rokliden.

Beskrivning. Fig. 38 är en markprofilkarta över Roklidens försöksfält, baserad på profiler i ett rutnät av 20 m:s sida samt dessutom ett stort antal profiler i gränzonerna mellan de olika typerna och även annorstädes. Om gränslinjerna mellan de olika jordmånstyperna gäller precis detsamma som ifråga om dem på Kulbäckslidens försöksfält, att de äro ganska obestämda.

Även kartan över Roklidens försöksfält framvisar liknande lagbundenheter, som de, vilka kunnat utläsas ur de båda ovan meddelade markprofilkartorna. Torra ytor med järnpodsol, omgivna av zoner med den något fuktigare järnhumuspodsolen, omväxla med starkt fuktiga marker, vilka här övervägande äro representerade av humuspodsolens olika varianter, medan den gråblå sumpjordmånen endast spelar en underordnad roll. Järnpodsolen står ofta på övergång till järnhumuspodsol, så att man icke vet, till vilken av de båda typerna, man skall hänföra en granskad profil. Flerstädes träffas autokton järnortsten (se sid. 196 och profil 2, kap. 12). Denna ortsten fortsätter ibland ett stycke in i den torrare delen av järnhumuspodsolens område men upphör i och med att marken blir starkare fuktig (jfr TAMM 1920, sid. 200).

Endast tre små fläckar av gråblå sumpjordmån förekomma, vilket antagligen sammanhänger med att den jämna terrängen låter vårvatten o. d. avrinna ganska likformigt utan att samlas i större svackor. De våtaste ställena på försöksfältet äro oftast utbildade som humuspodsol med svag anrikning och torv, obetydligt mäktigare än 30 cm. Mellan järnpodsolen och de våtaste områdena gruppera sig olika varianter av humuspodsol. I fältets västra del finnes en stor terräng med humuspodsol, som övervägande är utbildad med svag anrikning, och vilken är en del av en betydande areal av liknande beskaffenhet, som sträcker sig åt SW, W och N. Inom fältets norra del finnes ett område, där lutningen enligt

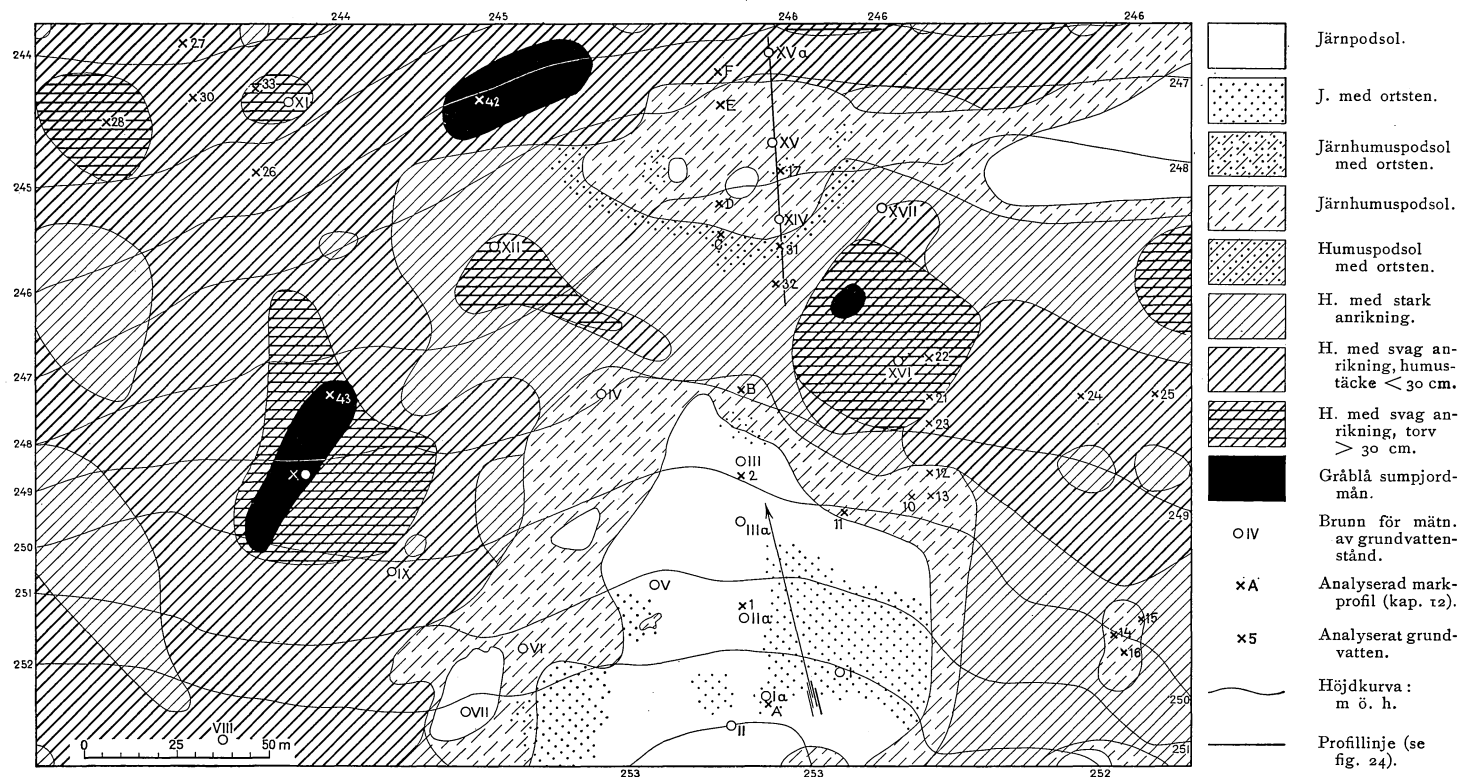


Fig. 38. Markprofilkarta över försöksfältet i Rokliden. Upprättad av O. TAMM. Beteckningar, se även fig. 36.

Bodenkarte des Versuchsfelds Rokliden. Bezeichnungen, vgl. Fig. 36.

höjdkurvorna går från torvmark mot fastmark med järnhumuspodsol. Vid gränsen mot denna har en typisk humusortsten med skivstruktur, täckt av mäktig blekjord (allokton ortsten), kommit till utbildning.

Gleyhorisonter äro relativt svaga inom järnpodsolerna utom där dessa stå nära järnhumuspodsol. Dessutom saknas gleyhorisonter i de mycket våta områdena med humuspodsol omkring brunnarna IX och XVI (jfr sid. 220). F. ö. förekomma de allmänt över hela fältet. En liten källa finnes numera intill fältets östra gräns (punkten nr 25), den uppkom vid profilgrävning genom att en åder bereddes utlopp (se sid. 245).

Sambandet mellan markprofil och vegetation å Roklidens försöksfält. Genom en jämförelse mellan markprofilkartan, fig. 38 och MALMSTRÖMS vegetationskarta, fig. 39, får man en föreställning om sambandet mellan jordmånstyp och vegetation. Liksom på Kulbäcksliden äro järnpodsolområdena bevuxna med *Sphagnum*-fria växtsamhällen, vilka mest utgöras av gamla, synnerligen oväxtliga granskogar, vilket torde sammanhånga med att de äro överåriga. Att marken ej är så dålig, som skogens nuvarande tillstånd synes ange, visas av att det uppkommit en utmärkt vacker naturlig föryngring av björk, tall och gran på en fläck av fältet, som tidigt kalavverkades (HESSELMAN 1926, s. 478). De *Sphagnum*-fria skogarna tillhöra dels *Vaccinium*-typen, dels *Dryopteris*-typen. Liksom på Kulbäcksliden gripa de vid gränserna här och var något över järnpodsolens område och gå in på järnhumuspodsolens, medan man däremot icke träffar de vitmossrika skogstyperna på järnpodsol.

De *Sphagnum*-fria skogarna på järnpodsol äro omgivna av bälten av följande, något fuktigare skogstyper: granskogar av *Vaccinium*-typ med spridda björn- och vitmosstuvor, granskogar av *Dryopteris*-typ med spridda björn- och vitmosstuvor samt granskogar av *Cornus*-typ med spridda björn- och vitmosstuvor. Dessa täcka järnhumuspodsolens område men gripa över dess gränser i humuspodsolens, varvid skogen antager en däremot svarande fuktigare prägel.

De stora områdena med humuspodsol äro bevuxna med gransumpskogar, med trädbevuxna *Carex globularis*-rismossar och med tuvsävkärr. De förstnämnda finnas, där lutningen är relativt stark och de äro bättre, ju starkare lutningen är (se MALMSTRÖM 1931, sid. 49). Kärren förekomma på plana fläckar, som mottaga vatten från omgivande mark. Den gråblå sumpjordmånens vegetation skiljer sig som vanligt ej från den angränsande humuspodsolens.

Samma lagbundenheter i vegetationens fördelning med hänsyn till marktyperna, som kan iakttagas å försöksfältet, förefinnes även i dess omgivningar, där ett mycket stort antal profiler blivit undersökta. Järnpodsolområdena äro sålunda bevuxna med *Sphagnum*-fria skogar.

Ett stort intresse tilldrager sig en ganska vidsträckt areal med gransumpskog, som sträcker sig åt SV, V och N från försöksfältet räknat. Profilen är här nästan överallt humuspodsol med svag anrikning och på enstaka fläckar gråblå sumpjordmån. Humustäcket är en torv av 15 till 40 cm:s mäktighet. Dessa profiltyper antyda ett i genomsnitt mycket högt grundvattenstånd, och eftersom lutningen är ganska stark, måste grundvattnet, som befinner sig i markens övre lager, vara något rörligt. Sumpskogarna tillhöra därför mycket växtliga typer och en lätt dikning har också medfört överraskande goda resultat (jfr sid. 311). Norrut, några hundra meter nedanför försöksfältet övergår moränen i grovt svallgrus, i vilket vattenrörelsen blir än livligare, Sumpskogen övergår då i starkt örtrik och växtlig granskog av *Geranium*-typ, en lokal, som redan tidigt har beskrivits av HESSELMAN (1910 b, s. 105, 1917, s. 465). Markprofilen är här den variant av humuspodsol, som står brunjord nära (se sid. 209).

KAP. 7. Om vattnets rörelse i moränmarkerna på försöksfälten. Moränernas genomsläpplighet.

Inledning. Länge har man betraktat moränerna såsom mycket svår-genomsläppliga för vatten, särskilt i deras djupare delar. Sålunda skriver RICHERT (1911, s. 21): »Av de lösa jordlagren är leran vattentät och morängruset vanligen mycket svår-genomsläppligt». Vidare (s. 33) »Urberg, moräner och lera inbjuda ej till fortsatta undersökningar» d. v. s. sökande efter grundvattenströmmar. RICHERTS uttalanden grunda sig på praktiska, hydrologiska undersökningar inom terränger, där såväl sand som morän och lera förekomma. SEDERHOLM (1909, s. 19) skriver på tal om förhållandena i Finland, vilka äro i geologiskt avseende i hög grad överensstämmande med förhållandena i Norrland följande: »Det vanligast förekommande morängruset innehåller så pass mycket stoftfina beståndsdelar, att det endast mycket långsamt och ofullständigt genomsläpper vattnet». A. G. HÖGBOM, som speciellt studerat de lösa jordlagren i Norrland skriver (1906, s. 176) angående de norrländska moränernas förmåga att leda vatten: »Från en större moränlid eller fjällhöjd söker sig nederbörden nedåt, antingen genom att åt sig erodera ett dräneringssystem eller genom en mera jämn översilning av marken, däremot endast i underordnad mängd som grundvatten.» Enligt HÖGBOMS uppfattning äro sålunda moränerna i Norrlands långa sluttningar så pass svår-genomsläppliga för vatten, att det ej kan bliva tal om några grundvattenströmmar av betydelse i dem.

SAHLSTRÖM offentliggjorde (1911) ett antal experiment, avsedda att utreda vissa olika jordarters förmåga att absorbera och genomsläppa neder-

bördsvatten. Det var därvid närmast fråga om jordarternas översta, mot atmosfären exponerade lager, alltså själva den del av jordarten, som omvandlats av de jordmånsbildande processerna och därigenom förlorat sin ursprungliga struktur.

Försöken utfördes genom att låta vatten nedrinna genom en markyta av 1 kvm:s storlek. Den tid, som åtgick för nedrinnandet av 10 l vatten under alltfjämt fortgående tillförsel antecknades, intill dess att 200—300 l hade påförts. Det visade sig därvid en överraskande stor genomsläpplighet hos de undersökta moränerna såväl som lerorna. De förra avveko ej väsentligt från sand.

SAHLSTRÖMS försök visa sålunda, att det översta lagret i en moränmark, d. v. s. jordmåns horisonten, är ganska genomsläppligt, nästan som sand. Däremot illustrera de ej genomsläppligheten i djupa lager eller i sådana moränlager, som ligga närmast under torvskikt och därför äro mer eller mindre skyddade för luftens inverkan.

Att det råder en mycket stor skillnad i genomsläpplighet för vatten mellan sand och moräner när det gäller prov ur dessas djupare lager är mycket lätt att ådagalägga genom enkla laboratorieexperiment.

Ett laboratieförsök för bestämning av den relativa genomsläppligheten i morän skall här beskrivas. Tvenne likadana mässingscylinrar av 8 cm:s inre diameter, vilkas botten utgjordes av mässingtrådduk, fylldes till 3,5 cm:s höjd, det ena med moränjord från en djup nivå i en profil, det andra med medelgrov sand. Vatten fick sedan rinna till på så sätt, att vattnet kom att stå 1 cm över moränjordens resp. sandens yta, härefter uppmättes de vattenmängder, som på en viss tid runno igenom de bägge cylindrarna. Det visade sig, att sandcylindern släppte igenom 2 600 gr vatten per timme, medan moräncylindern blott släppte igenom 35 gr. Moränens genomsläpplighet beräknas härav till ungefär en sjuttiofemtedel av sandens, och dock kunde moränen ej bli packad lika hårt i cylindern som den är i naturen. I naturlig lagring bör därför moränens genomsläpplighet vara en ännu mindre bråkdel av sandens (jfr nedan).

Man finner sålunda att det måste vara en mycket stor skillnad i genomsläpplighet mellan sand och djupare lager av morän, vilka senare äro ganska svår genomsläppliga.

Fältobservationer, som belysa moränernas genomsläpplighet och vattenföring. Vid grävning av profilgropar i moränmark intill och under grundvattennivån, är det lätt att konstatera, att den kompakta bottenmoränen endast långsamt och med svårighet avger vatten. Endast obetydligt med fritt vatten strömmar ut ur gropens väggar, men i stället råkar lätt själva jordarten i flytning. Gropen »jäser» igen liksom även diken, som upptagas i sådan mark. Detta visar, att moränen i hydrologiskt avseende mera liknar en mjäla eller lätt lera än sand. Emellertid förekomma även fall, då en djup grop i morän snabbt fyller sig med

vatten underifrån, men det är då alltid fråga om ådervatten. I själva verket torde förekomst av små vattenådror, där vattnet kan framrinna med ganska stor hastighet, vara karakteristisk för moränmarken och dessa ådror ha där en viktig roll. Av denna anledning skola här tvenne profiler med vattenådror närmare beskrivas.

Vid grävning av en markprofil inom det nästan alldeles plana järnpodsolområdet i den sydvästra delen av försöksfältet i Kulbäcksliden (se fig. 36), där vegetationen utgöres av ljung- och lavrik tallskog, påträffades grundvattennivån 150 cm under markytan och gnejshällen vid 250 cm. När moränjorden skrapades från hällen, framkom plötsligt en rätt kraftig vattenåder, vars vatten hade en halt av löst syre av 8,2 kbcm per l, d. v. s. den var nära mättad, medan sådant grundvatten, som med hjälp av kvicksilverpumpen upptogs ur själva moränmassan ett par decimeter från ådern, endast hade 3,8 kbcm per l. Lokalen är tidigare beskriven (TAMM 1925, analyserna 31—36, sid. 31). — Inom den östligaste delen av Roklidens försöksfält, vilken del är en nästan plan avsats i en lång moränsluttning, ligger hällen på en punkt å 1 m:s djup. Vid nedförande av en jordborr till hällen i en grävd grop av c:a 0,5 m:s djup bröt en källåder fram, vilken hastigt fyllde gropen med vatten. Detta var syrerikt och järnfritt, medan däremot det grundvatten, som uppumpades ur moränen omkring var järnhaltigt och mindre syrerikt. Intet i vegetationen, som är en klotstarrismosse, antyder tillvaron av källvatten. Markprofilen är humuspodsol med svag anrikning och humuslagret är en 25 cm mäktig torv. Ådern var så rikt givande, att en icke frysannde källa uppstod, som under vintrarna har fyllt vattenbehovet för timmerhuggarna vid en stor avverkning i närheten.

De anförda iakttagelserna vittna om tillvaron av vattenådror intill hällen inom normal moränmark. Detta bekräftas i viss mån om man observerar de svaga källor som äro vanliga i övre Norrlands moränområden. Sådana källor framkomma ofta som ådror, där hällen i en sluttning når nära dagytan. Ett sådant område är den östra delen av försöksfältet i Kulbäcksliden (se fig. 36). Hällen ligger här på 50—100 cm:s djup. Likaså torde också ådror framrinna inom starkt steniga moräner. Sålunda synes ett antal källor inom Kulbäckslidens försökspark vara knutna till steniga och blockrika ändmoränstråk (TAMM och MALMSTRÖM 1926, sid. 10).

Ur själva jordmånshorisonterna inom moränterränger med järnpodsol och järnhumuspodsol framströmmar vatten i grävda gropar ganska lätt, när grundvattennivån tillfälligtvis ligger inom jordmånshorisonten (t. ex. kort efter snösmältningen). Inom de fuktiga moränmarkerna med humuspodsol är emellertid ofta A₂-horisonten på grund av humusimpregnation tät och svårgenomsläpplig, varför vattenrörelsen här är försvårad, däremot är B-horisonten på grund av sin skiviga eller korniga struktur ej sällan mer genomsläpplig och ger lättare ifrån sig sitt vatten. Man torde därför kunna säga, att i humuspodsoler med tunn torv, är genomsläpplig-

heten inom själva jordmånshorisonten i stort sett större än i den underliggande moränen, men på grund av humusimpregnationen är den betydligt mindre än i järnpodsol på likadan morän.

De ovan meddelade synpunkterna bestyrkas av ett antal observationer, som jag utfört under arbetet med kvicksilverpumpen för insamlande av vattenprov till analys. Det visade sig, att uppsugning av vatten ur sand och grus går utomordentligt lätt för sig och med användande av förhållandevis svagt vacuum. Inom med råhumus eller tunn torv betäckta moränmarker vid tillfällen då grundvattnet ligger på obetydligt djup (t. ex. inom 50 cm) under ytan, således inom det lager, som genom de jordmånsbildande processerna fått en ökad genomsläpplighet, går det ävenledes ganska lätt att uppsuga vatten. Ur moränernas djupare lager däremot eller ur de övre lagren av den morän, som blottats, när ett mäktigt torvlager (t. ex. 100 cm) genomgrävt, går det ytterst långsamt att suga, och man måste använda starkast möjliga vacuum. Ofta tar det vid fullständig evacuerings en halv timma för att få upp 50 kbcm vatten vid användande av ett sugrör av 4 mm:s inre diameter och en höjdskillnad av 2 m. Stundom har det krävts 12 timmar för samma sak. Icke så sällan var det omöjligt att få vatten, emedan moränmassa flöt in i sugröret och täppte till detsamma.

Av samtliga de meddelade observationerna kan man sluta, att vatten inom moränernas ytligare lager kan röra sig tämligen lätt, om ej torv betäcker marken. Sådana lager påminna hydrologiskt om sand. Däremot möter vattnet mycket stort friktionsmotstånd i moränernas djupare delar, det kan blott röra sig långsamt; jordarten kan däremot flyta och påminner i sitt förhållande till vatten ganska mycket om en lätt lera. Så göra ock de moränlager, som ligga närmast under mäktig torv; även under ganska tunn torv försvårar humusimpregnationen i moränen avsevärt vattnets rörelse. Intill hällen finnas här och var verkliga ådror och det även å platser, där man av vegetation och topografi att döma aldrig skulle vänta sig förekomst av källådror.

Försök att bestämma moränjordars relativa genomsläpplighet i naturlig lagring. MALMSTRÖM har utfört en serie experiment, vilka belysa den relativa genomsläppligheten hos olika moränjordar i naturlig lagring. Dessa experiment ha förut ej varit offentliggjorda.

Den anordning, som användes vid försöken var densamma som tidigare av MALMSTRÖM (1923, sid. 110) utförligt beskrivits i samband med experiment för bestämning av torvjordarters genomsläpplighet: Av olika torvjordarter utsågades i fält med största möjliga noggrannhet 5 cm tjocka skivor av ytstorleken 35 × 32 cm, vilka placerades i zinklådor på ett slags galler. Omkring torvskivorna göts sedan gips på så sätt, att det blev tätning mellan lådans vägg och torvprovet. På torv-gipsskivan, som nu utgjorde ett slags botten i lådan, kunde vatten tillföras på samma gång som dess nivå över skivan kunde regleras till 2 cm med hjälp av en avloppsränna. Det vatten, som passerade genom skivan, kunde uppsamlas och mätas.

Försöken med morän utfördes så, att moränstycken uttogos ur de naturliga lagren och gipsades in i en skiva av passande storlek, varvid tillsågs, att tjockleken på moränprovet blev 5 cm. Det var ej möjligt att uttaga ett för hela skivan lagom stort moränstycke, utan i stället användes flere mindre sådana, av vardera 150—250 kvcm:s yta. Sedan dessa blivit fastgipsade, av-

Tab. 5. Bestämning av genomsläppligheten i naturlig lagring hos mineraljordar från Kulbäcksliden. (Av docent C. MALMSTRÖM.)

Bestimmung der Durchlässigkeit für Wasser von Mineralerden in natürlicher Lagerung. Kulbäcksliden. (Von Privatdozent C. MALMSTRÖM.)

	Provets yta Fläche der Probe	Genomsläppt vattenmängd per timme och kvdm Durchgesickerte Wassermenge pro Stunde und qdm	Provets genomsläpplighet i förhållande till den oförändrade moränen (nr 1), vars genomsläpplighet sättes = 1 Durchlässigkeit der Proben. Die Durchlässigkeit der unveränderten Moräne (Nr. 1) ist = 1 gesetzt
1. Oförändrad morän. Gråblå sumpjordmån under 60 cm:s torv. Unveränderte Moräne. Graublauer Sumpfboden unter 60 cm Torf.	8,28 kvdm	0,007 l	1
2. Järnpodsol på morän. A ₂ -horisonten. Eisenpodsol auf Moräne. Der A ₂ -Horizont.	5,53 kvdm	1,76 l	251
3. Humuspodsol på morän med svag anrikning i B, stark humusimpregnation i A ₂ . Humustäcket 15—20 cm. A ₂ -horisonten. Humuspodsol auf Moräne mit schwacher Anreicherung in B, starker Humusimpregnation in A ₂ . Humusdecke 15—20 cm. Der A ₂ -Horizont.	7,36 kvdm	0,026 l	4
4. Humuspodsol på morän med 60 cm:s torv. A ₂ -horisonten. Humuspodsol auf Moräne mit 60 cm Torf. Der A ₂ -Horizont.	7,23 kvdm	0,08 l	11
5. Sand. Sand.	7,72 kvdm	> 26 l	> 3 500

ritades deras ytkonturer med blyertspenna på ett papper, å vilket de erhållna ytorna sedan bestämdes genom planimetrering. På så sätt erhöles storleken på den moränsektion som släppte igenom vatten. Vattentillrinningen reglerades på samma sätt som i fråga om torvproven, d. v. s. så att vattnet stod 2 cm över skivans yta, varefter den genomsipprade mängden vatten per timme uppmättes.

Tab. 5 ger en översikt över resultaten. Det framgår, att den av jordmånsbildningen så gott som alldeles opåverkade moränen (nr 1), är mycket mindre genomsläpplig än alla de andra undersökta jordarterna. Skill-

naden är ofantlig mellan prov nr 1 och provet nr 2, som härrör från ytlagret i en vanlig, torr moränmark. Däremot är skillnaden ej så stor mellan nr 1 och de ganska starkt humusimpregnerade proven nr 3 och nr 4, vilka tagits ur humuspodsolprofiler å moräner. Dock må betr. nr 3 anmärkas, att detta prov, som är taget under relativt tunn torv (15—20 cm), troligen visar för låg genomsläpplighet jämfört med de naturliga förhållandena. De uttagna provstyckena kunna nämligen ej redovisa de små släppor och rotkanaler, som pläga finnas under så pass tunn torv. Denna anmärkning gäller däremot ej nr 1 och nr 4, ty under så pass mäktig torv som 60 cm saknas i allmänhet rotkanaler och hålrum av någon betydelse.

Resultatet av Malmströms experiment är alltså, att den av jordmånsprocesserna relativt opåverkade moränen är mycket svår genomsläpplig för vatten. Detta gäller även prov som uttagits nära moränens övre yta, där denna täckts av ett torv-lager, trots att moränprovet ifråga ej var nämnvärt impregnerat med humusämnen (gråblå sumpjordmånsprofil). De torra moränmarkernas, av jordmånsbildningen luckrade ytlager (järnpodsolprofiler) äro ganska genomsläppliga. De humusimpregnerade lagren i vissa fuktiga moränmarkers övre lager (humuspodsolprofiler) intaga en mellanställning.

Experimenten harmoniera på ett utmärkt sätt med de ovan meddelade observationsresultaten såväl som med RICHERTS, SEDERHOLMS och HÖGBOMS åskådningar. Även den stora genomsläppligheten i SAHLSTRÖMS försök får sin belysning genom MALMSTRÖMS undersökning; SAHLSTRÖMS experiment gällde just de översta, av de jordmånsbildande processerna luckrade lagren i moränmarker, alltså jordarter som äro jämförliga med prov nr 2 i tabell 5.

Försök att direkt konstatera grundvattnets rörelse i moräner. Professor HESSELMAN lät år 1921 i samband med vattenståndsobsevationerna på försöksfälten även utföra några experiment för att direkt komma underfund med grundvattnets rörelse. Resultatet av dessa experiment skall här meddelas.

En av hydrologer stundom använd metod att bestämma en grundvattenströms läge och hastighet är saltmetoden, d. v. s. att i det vattenledande lagret nedföra ett lösligt ämne, vanligen koksalt, och sedan bestämma salthalten i grundvattenprov, upptagna efter viss tid på olika punkter i strömmens riktning (se RICHERT 1911, sid. 40). Experimenten utfördes med saltmetoden, men de voro endast avsedda som en första, grov orientering.

De båda försöksfälten ligga i sluttande moränterränger, lutningen framgår av fig. 36 och 38. Roklidsfältet är beläget mitt i en lång sluttning, inom vilken man kunde förmoda en allmän grundvattenrörelse på bred front. Det andra försöksfältet, Kulbäckslidens, är beläget inom översta delen av en liknande, lång moränsluttning. Tvenne gropar upptogs i den lutande terrängen med ett avstånd av 5 m från varandra. Djupet var 1,5—2 m. De fyllde sig småningom till betydande del med grundvatten, vars klorhalt bestämdes. Härefter nedfördes 30 kg koksalt i den högre liggande av de tvenne groparna. På Roklidens försöksfält anlades två par gropar, vilkas läge framgår av fig. 38 (C—D och E—F). En gång i veckan insamlades ett vattenprov från varje grop och proven sändes till laboratoriet vid Experimentalfältet för klorbestämning. Det första experimentet (grop C—D, markens lutning 1 : 30) utföll sålunda: Efter 143 dagar förmärktes en ökad salthalt i grop D. Efter 345 dagar kulminerade salthalten. Redan efter 121 dagar hade emellertid klorhalten i grop C återfått sitt normala värde. Försöket ger som mått på grundvattenströmmens hastighet 1,5 cm per dygn, om man räknar med tiden mellan saltningen i den översta gropen och kulminationen av salthalten i den nedre. Det andra försöket (grop E och F, markens lutning 1 : 15) gav till resultat: 110 dagar efter saltningen i grop E började salthalten stiga i grop F. Efter 213 dagar kulminerade den, vilket ger ett mått på grundvattenströmmens hastighet av 2,4 cm per dygn. Redan efter 108 dagar hade vattnet i grop E återfått sitt normala värde på klorhalten. Till jämförelse må nämnas, att grundvattnets vertikala nedsjunkningshastighet kan uppnå 10 cm per dygn (se fig. 40, sid. 250). De utförda försöken antyda alltså en ytterst långsam grundvattenrörelse i sidled i moränen. I sand är hastigheten mycket större. Sålunda nämner RICHERT (1911, sid. 40 och 90) som exempel på hastigheten hos grundvattenströmmar i sandlager 43 resp. 20 meter per dygn. SEDERHOLM (1909, sid. 25—26) anför liknande värden.

Det första experimentet på Kulbäckslidens försöksfält misslyckades så till vida att efter ett rikligt regn vattnet i den övre gropen steg och började rinna i markytan till den nedre, som på detta sätt fick mottaga en salttillförsel på ett tidigt stadium. Det är emellertid av intresse att notera, att klorhalten i den saltade gropens vatten återtog sitt normala värde efter 120—133 dagar. Försöket fullföljdes ej. I det andra försöket, som utlagts på ett ställe, där lutningen var ungefär 1 : 12 var det omöjligt att påvisa någon säker vattentransport i sidled; den lägre gropens vatten visade aldrig någon stegrad klorhalt. Däremot försvann småningom salthalten i den övre gropen. Ännu ett experiment utfördes i en moränterräng NW om försöksfältet med tvenne gropar å 10 m:s avstånd från varandra. Icke heller här lyckades det under de sex månader, som provtagningen varade, att fastställa någon grundvattenströmning från den ena gropen till den andra. Vid provtagningens upphörande hade klorhalten i den saltade gropen minskats till en sjundedel av det värde, som den hade kort efter saltningen.

Försöken att bestämma grundvattnets rörelsehastighet i sluttande moränterränger medelst saltmetoden ådagalägga med tydlighet, att vattenrörelsen i sidled i moränmarken är mycket svag, i de undersökta fallen 1—3 cm per dygn. Dessa värden gälla dock uteslutande moränernas djupare, hårt packade lager.

Fig. 40. Grundvattenståndet i brunnar på försöksfältet i Rokliden. (Brunnarnas läge, se fig. 38. Brunnen *Ix* är där betecknad med *Ia*, *IIx* med *IIa* o. s. v.) Brunnarna ha placerats på sina relativa nivåer, och de som ligga i rät linje ha sammanbundits med en linje, som representerar markytan. Grundvattenstånden i varje brunn representeras av punkter, vilka sammanbundits med linjer, vilka dock ej äro verkliga grundvattenstånd mellan brunnarna, utan endast tjäna till underlåtande av jämförelsen mellan grundvattenståndets nivå i de olika brunnarna. Fig. 40 visar grundvattenstånden under en sjunkningsperiod sommaren 1908.

Der Grundwasserstand in verschiedenen Grundwasserbrunnen, Versuchsfeld Rokliden. (Lage Fig. 38, wo *Ix* mit *Ia* bezeichnet ist, *IIx* mit *IIa* u. s. w.) Die Grundwasserniveaus der verschiedenen Brunnen sind mit Punkten bezeichnet, die durch gerade Linien verbunden sind. Diese Linien bezeichnen nicht wirkliche Lagen der Grundwasserniveaus zwischen den Brunnen. Fig. 40 zeigt die Grundwasserniveaus während einer Senkungsperiode des Sommers 1908.

Fig. 41. Samma brunnar som i fig. 40. Sjunkningsperiod, vintern 1909.

Dieselben Brunnen wie in Fig. 40. Senkungsperiode im Winter 1909.

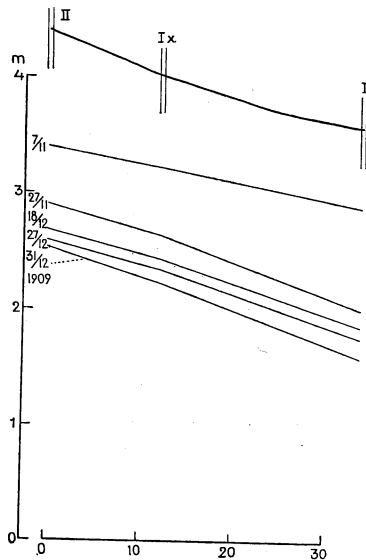
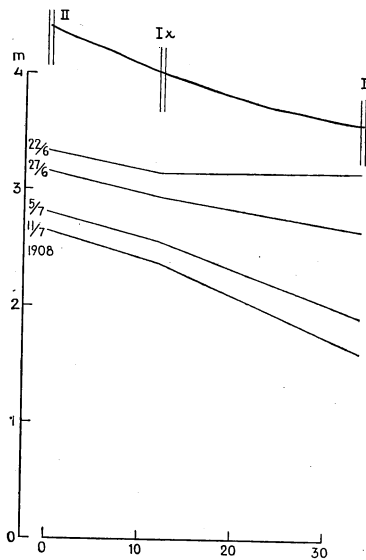


Fig. 40.

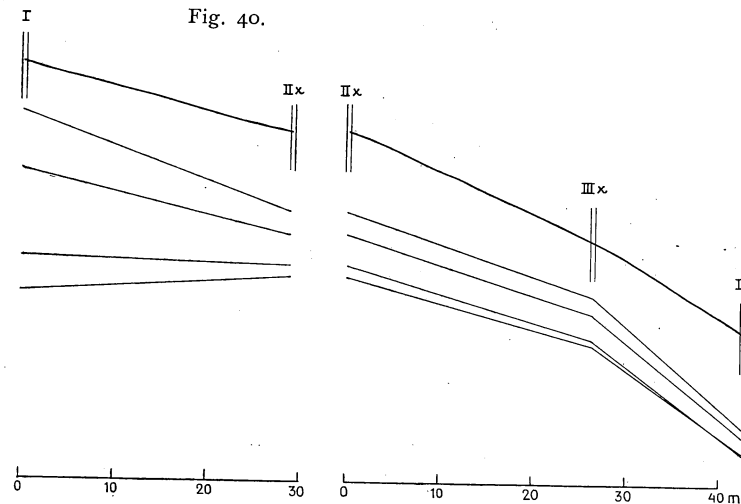
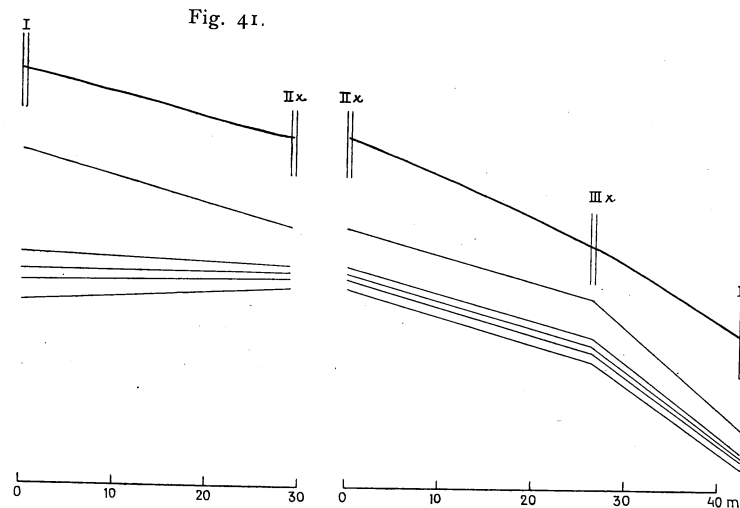


Fig. 41.



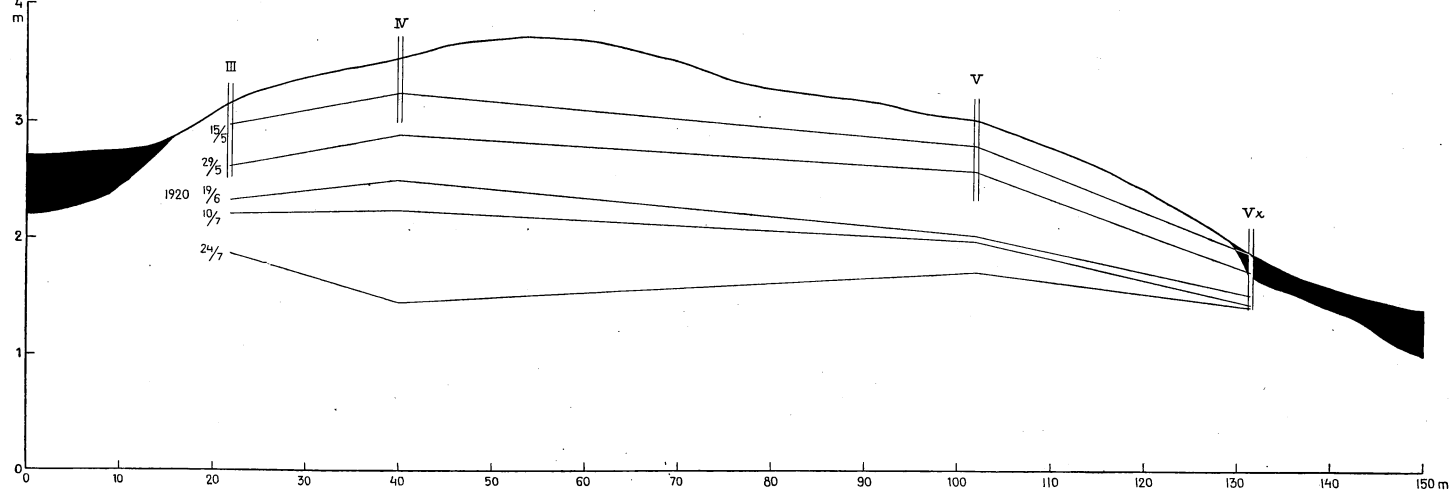


Fig. 42. Grundvattenståndet i brunnar på försöksfältet i Kulbäcksliden (se fig. 36, där V är betecknad med Va och Vx med Vb). Svart: Torv. Sjunkningsperiod, sommaren 1920. Se förklaringen under fig. 40.

Der Grundwasserstand in verschiedenen Grundwasserbrunnen des Versuchsfeldes Kulbäcksliden (s. Fig. 36, wo V ist Va , Vx ist Vb). Schwarz: Torf. Senkungsperiode im Sommer 1920. Vgl. die Erklärung zu Fig. 40.

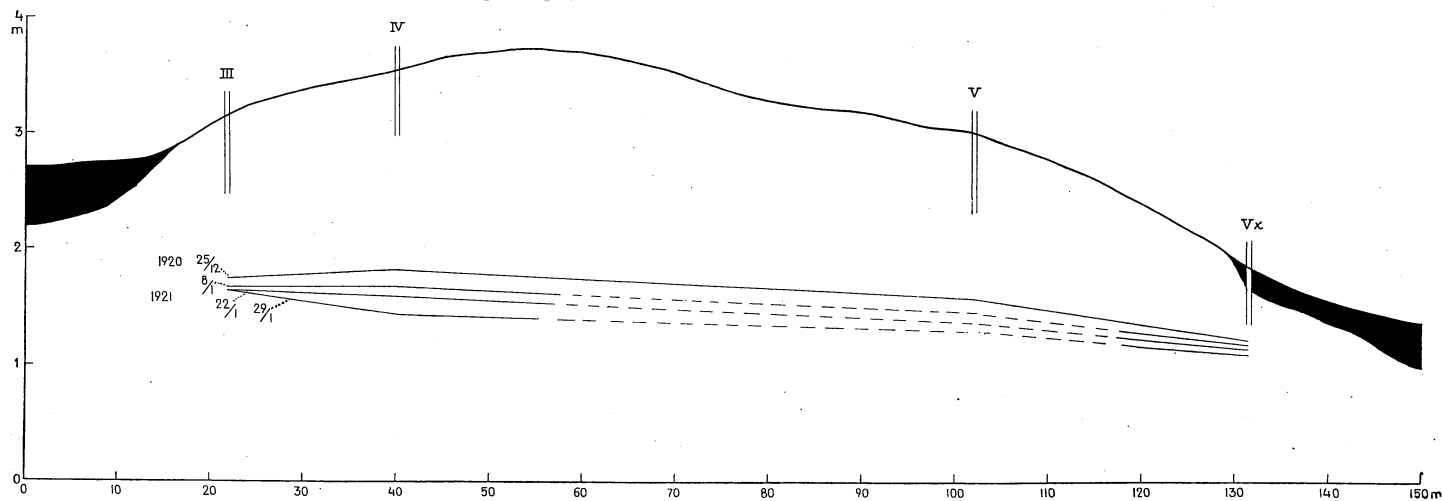


Fig. 43. Samma brunnar som i fig. 42. Sjunkningsperiod vintern 1920—21.

Dieselben Brunnen wie in Fig. 42. Senkungsperiode im Winter 1920—21.

Den omständigheten att saltet relativt hastigt försvann i de saltade groparna även i de fall, där det ej kunnat påvisas i de nedanför intill liggande, tyder på att det kan finnas något slags dränering på annat sätt än genom en allmän grundvattenrörelse i markens lutningsriktning. Det naturligaste är då att tänka sig en vertikal nedåtströmning av grundvattnet till hällen, där det genom ett ådersystem befordras vidare i terrängens lutningsriktning. Visserligen måste friktionen även för en sådan strömning vara stor i moränernas djupare lager, men den drivande kraften i en sådan riktning är också mycket starkare än betr. en mera horisontalt riktad vattenrörelse. Därtill kommer, att den vertikala vattenströmmen har ett mycket stort yt-tvärsnitt, som även vid långsam vattenrörelse medger betydande kvantiteter att passera.

Vattenståndsmätningar. Ur det stora material av grundvattenståndsmätningar som HESSELMAN hopbragt (se HESSELMAN i MALMSTRÖM 1931) kunna viktiga slutsatser angående grundvattnets vertikala nedsjunkande dragas. Saken belyses närmare av fig. 40—43.

Fig. 40 visar grundvattnet i sju brunnar i fastmark med järnpodsol på morän å Roklidens försöksfält under en sjunkningsperiod utan nämnvärd nederbörd under sommaren 1908. Det visar sig här att sjunkningen sker högst olikformigt. När grundvattennivån hunnit komma djupt, ligger exempelvis dess nivå i brunnen nr I absolut räknat lägre än den i terrängen nedanför belägna brunnen II x trots att den vid periodens början låg avsevärt högre; brunnen nr I har således en effektivare dränering underifrån än II x. Man skulle möjligen kunna invända, att dessa olikformigheter i grundvattennivåns läge inom moränmarken kunde framkallas av olikformig avdunstning, trots att marken är bevuxen med ett gammalt, oväxtligt, säkert svagt transpirerande och ganska likformigt gränbestånd. En granskning av vattenstånden under sjunkningsperioder på vintern (fig. 41) visar emellertid, att sådana olikformigheter förekomma även denna årstid, då avdunstningen måste anses vara reducerad till ett mycket obetydligt belopp. De funna egendomligheterna hos grundvattennivån under sjunkningsperioder kunna därför ej förklaras annat än genom en olikformig dränering av moränmarken underifrån.

Även på försöksfältet i Kulbäcksliden kunde alldeles liknande företeelser konstateras. Fig. 42 återger vattenståndet i fyra brunnar inom fastmarken i fältets sydvästra del under en sjunkningsperiod sommaren 1920. Mot slutet av denna har grundvattennivån i brunnen nr IV rent av kommit lägre än i den intill liggande Degerö Stormyr liggande brunnen III och den obetydliga vattenrörelsen i sidled, som faktiskt måste förefinnas, kan ej längre såsom i normala fall gå i riktning mot myren. Det är av intresse, att vid den omtalade tidpunkten låg vattenståndet i nr IV även absolut taget lägre än i nr V, som ligger nära de lägre försumpningarna å fältets centrala del. Det var i en profil alldeles nära nr IV som en vattenåder konstaterades intill hällen (se sid. 245). En dränering underifrån synes därför här desto mer trolig. Under sjunkningsperioder på vintern kunna samma fenomen iakttagas (fig. 43). Grundvattnet ligger då allmänt djupare, ofta under de grävda brunnarnas

botten. Vattenståndet i brunnen V den 29/I 1921 ligger sålunda lägre än vad som kan mätas; enär brunnen vid detta tillfälle var torr, trots att den aldrig tjälas. För den föreliggande frågan är det egentligen av intresse att konstatera, att grundvattnet i nr IV ligger lägre än i nr III, d. v. s. att samma oregelbundna dränering, som fått ett uttryck i fig. 42, även kan konstateras under vintern, då avdunstningen nästan är upphävd. — Även i andra fall har en liknande, olikformig sjunkning av grundvattnet i en moränlid kunnat konstateras. Så var fallet på försöksfältet å Dalkarlsberget i Lesjöfors, där även regelbundna grundvattenståndsobservationer utförts. Likaledes kunde jag konstatera samma företeelse i en fuktig sluttning i Siljansfors, där jag sommaren 1927 upprepade gånger avvägde grundvattennivån på ett antal nära varandra liggande punkter. Det är sålunda intet tvivel om att det här är fråga om en allmän företeelse.

Av grundvattenståndsmätningarna kan man sluta, att det i moränmarken förekommer en olikformig dränering underifrån, vilken medför att grundvattenståndet vid sjunkningsperioder på vissa punkter utbildar minima. Detta stämmer utmärkt med resultaten av saltningsförsöken.

Grundvattnets rörelse, belyst av vattenanalyser. Materialet av grundvattenanalyser, dels från år 1925, dels det, som nedan i kap. 8 meddelas, ger en hel del bevis för grundvattnets rörelser inom de båda försöksfältens moränmarker (se kap. 8). Samtidigt kan ur samma material hämtas åtskilliga hållpunkter, som visa, att grundvattenströmmarna gå mycket långsamt. I torvmarkers kantzoner, där lutningen går från fastmarken mot torven, har grundvattnet fastmarkskaraktär, d. v. s. det innehåller fritt, löst syre ett stycke in under torven, vilket bevisar tillvaron av en grundvattenströmning i markens lutningsriktning (TAMM 1925 a, s. 21). Denna vattenrörelse försiggår huvudsakligen i moränens övre, av de jordmånsbildande processerna luckrade lager.

Att hastigheten hos grundvattenrörelsen i moränernas djupa och mycket svårgenomsläppliga lager måste vara mycket obetydlig, där inga speciella dränerings-släppor finnas, bestyrkes av att grundvattnets sammansättning kan framvisa mycket stora variationer i en moränsluttning. Den nedan å sid. 265 beskrivna företeelsen, d. v. s. att små svackor inom moränmarken pläga ha ett grundvatten av helt olika sammansättning jämfört med närliggande punkter, är oförenlig med tanken på en allmän, snabb grundvattentransport i moränernas djupare skikt. Jag har också tidigare (1925, s. 23 och 24, analyserna 299—314) påvisat, att mycket små moränholmar inom lutande torvmarker, såsom den lilla holmen ungefär mitt på försöksfältet i Kulbäcksliden (fig. 7) och ännu mindre sådana, kunna ha ett lokalt, på fritt syre rikt grundvatten, medan den torvtäckta

moränen i omgivningarna har ett grundvatten, som saknar fritt, löst syre. Denna sak talar också starkt för att den allmänna grundvattenrörelsen i moränernas djupare lager går mycket långsamt. I annat fall skulle ej de små holmarnas eget, syrerika nederbördsvatten kunna göra sig så starkt gällande.

Den normala moränmarkens dräneringsförhållanden.

De ovan beskrivna observationerna och experimenten giva, sedda i samband med varandra, en uppfattning om vattnets sätt att röra sig i moränmark och dräneringsförhållandena i en sådan. Här skall göras ett försök att på grundval av det givna materialet teckna en bild av de nämnda företeelserna.

Moränerna täcka urbergshällarna, vilka äro praktiskt taget ogenomsläppliga för vatten, om man bortser från enstaka sprickor. Hällen blir därför i stort sett ett golv, ovan vilket grundvattnet samlar sig, och fördjupningar i hällen bliva vattenfyllda svackor. Grundvattnet matas uteslutande av nederbördsvattnet, som sjunker ganska hastigt ned genom moränmarken tills grundvattennivån uppnåtts, om en sådan förefinnes.¹

Då grundvattennivån ligger inom moränernas övre, av jordmånsbildningsprocesserna något luckrade lager (alltså ungefär inom 50 cm:s djup från markytan räknat) kunna grundvattenströmmar i sidled av relativt stor betydelse förefinnas. Detta förekommer sålunda dels om våren efter snösmältningen, då grundvattnet allmänt står mycket högt i moränmarken, dels å lokaler, där grundvattnet även eljest står mycket högt såsom i torvmarkernas kanter. I dessa silar en grundvattenström från fastmarken i riktning mot torvmarken, vilken ström huvudsakligen är lokaliserad till moränmarkens övre lager (förutsatt att lutningen går från fastmarken mot torvmarken). I och med att denna grundvattenström når in under torven, träffar den emellertid på humusimpregnerad morän, som är svårgenomsläpplig, och vattnets rörelsehastighet avtager därför väsentligt: en vattenstagnation inträder (MALMSTRÖMS kantdämning, jfr denna avhandling, sid. 210).

Så fort tillförseln till grundvattnet av nederbördsvatten eller snösmältningstvatten upphör, börjar dess nivå att sjunka. Denna sjunkning står, som nämnts vid de tillfällen, då grundvattennivån ligger mycket högt, till en viss grad i samband med avledning av vatten i form av sidoströmmar. Så fort grundvattennivån sjunkit ned i djupare lager bli emellertid sidoströmmarnas intensitet under alla förhållanden starkt avtrubbad, och den fortsatta sjunkningen kan omöjligen förklaras genom

¹ Där bergytan är oregelbunden, förekomma ställen, där intet grundvatten kan samla sig, utan sjunkvattnet ledes bort utmed den lutande hälletan.

dem, emedan den sker så olikformigt (se sid. 252). Sjunkningen kan ej heller förklaras genom skogens transpiration eller avdunstning från markytan, ty en likadan sjunkning försiggår under vintern, då dessa processer knappast spela någon roll. Till någon del kan den förklaras genom vattenavledning i hällens sprickor. Denna förklaring räcker emellertid icke till, utan den viktigaste avledningen av moränernas grundvatten måste ske genom ett system av ådror, som framrinna i bestämda banor intill själva berghällen. En sådan vattenavledning har av gammalt antagits av folket och blivit benämnd »bergsyra». I ådrorna framrinner vattnet med relativt litet friktionsmotstånd. De små vattenådrorna sammanflyta till större, som bryta fram som källor i sluttningar, särskilt där moränen ligger nära dagytan. På så sätt sker en borttransport av moränens grundvatten underifrån, och denna borttransport har en relativt stor intensitet, eftersom grundvattenståndet visat sig kunna sjunka ganska fort under nederbördsfattiga perioder (fig. 40—43).

Källådersystemen i moränmarken torde vara strängt lokaliserade och, om ej ingrepp av människan göres, besitta en höggradig stabilitet. Troligen äro sådana system anlagda redan från första början vid moränernas bildning. Där en källa mynnar, strömmar vattnet antingen åter ned i marken och bildar grundvatten, eller också ger det upphov till en på ytan rinnande bäck. I vilket fall som helst blir avrinningen lokaliserad till bestämda stråk, betingade av topografien och även av moränernas struktur och genomsläpplighet.

Man kan beteckna moränmarkernas dränering, bortsett från de fall, då grundvattennivån ligger i markens övre, ganska genomsläppliga lager (jfr ovan) som en åderdränering, medan sand- och grusterränger dräneras genom grundvattenströmmar, som fylla hela lagren under en viss nivå. Denna, d. v. s. grundvattennivån, har en annan hydrologisk betydelse än sandterräng än i en moränterräng. I den förra representerar den grundvattenströmmens övre yta, i den senare den nivå, till vilken grundvattnets lokala nedsjunkning för tillfället hunnit. Här måste dock framhållas, att i naturen finnas alla övergångar, däremot saknas ofta fall, som äro så klara och schematiska, som dem man föreställer sig. Sålunda finnes naturligtvis även i moränernas djupa lager en viss, horisontalriktad grundvattenström, vars intensitet och betydelse kan bliva relativt stor, om markens lutning är mycket stark. I ett sandlager kan även finnas en viss, olikformig dränering underifrån, vars inverkan dock nästan jämnas ut på grund av den snabbhet, med vilken det tillrinnande vattnet fördelar sig i lagret.

För den vetenskapliga förståelsen av sumpmarkernas natur ha de vunna resultaten angående moränernas dräneringsförhållanden betydelse. Den ofta ganska godtyckliga fördelningen av torr och försumpad mark i en norrländsk moränlid förklaras ej alltid enbart av topografiska differenser. Underlagets struktur och genomsläpplighet spelar nämligen också en viktig roll. Detta framstår som alldeles självklart, när, som ej sällan är fallet, lokala sandlager förekomma i en moränslutning. Men även moränens egen olikformiga dränering spelar in. Den lilla holmen å försöksfältet i Rokliden (se fig. 24, sid. 206) framvisar ett dylikt fall. Holmens nästan plana, södra rand är försumpad och mottager vattenpårinning från en torvmark. Dess norra, relativt starkt lutande rand är ävenledes försumpad och torvklädd. Det är svårt att förstå varför den lilla holmen själv med dess plana mark har undgått försumpning, men förklaringen ges av grundvattenståndsobservationerna (se bilden). Det finnes av allt att döma en dränering underifrån i holmens mittparti, och detta är säkerligen orsaken till att den undgått försumpning. Detsamma gäller den östra, lägre liggande delen å kartan, fig. 35, (se sid. 230). Den i kap. 5, (sid. 219) omnämnda företeelsen, att grundvattnet i mineraljorden under tät torv stundom sjunker ned ett stycke under torven, får också sin förklaring genom den underifrån verkande dräneringen. Denna ojämnt verkande faktor är säkerligen av stor betydelse för fördelningen av olika växtsamhällen i moränområden, särskilt beträffande smådrag i denna fördelning, såväl när det gäller torrare och fuktigare skogstyper som kärr- och mosse-samhällen. Små moränholmar, vilka knappast höja sig ovan omgivande sumpmarker, äro ingen ovanlig företeelse och man kan ofta ej förstå, varför just dessa fläckar ha undgått försumpning. Sannolikt äga de en bättre dränering underifrån än sina omgivningar. Den ringa tendensen till utbredning, som de fuktiga växtsamhällena förete i nutiden, vilket visats av MALMSTRÖM (1931, sid. 24—28, 73—84) får genom de ernådda föreställningarna om moränmarkernas dräneringsförhållanden en viss belysning. Gränserna mellan de torra och de fuktiga skogssamhällena tyckas ej ha undergått några större förskjutningar under avsevärda tidrymder. Detta framstår som mycket naturligt på grund av att markens fuktighetsförhållanden till stor del bestämmas av en dränering underifrån genom urgamla, stabila ådersystem. — De uppnådda resultaten torde även vara av direkt intresse i skogsdikningsfrågor, varom mera i kap. 10.

KAP. 8. Om beskaffenheten av olika marktypers grundvatten.

Allmänna synpunkter och analytiska data.

Med syrerikt, resp. syrefritt eller syrefattigt vatten förstås i det följande för korthetens skull vatten som är rikt, resp. fritt eller fattigt på upplöst, fritt syre. I mitt arbete av 1925 visade jag, att järnpodsolens område på de båda försöksfälten och i deras omgivningar praktiskt taget alltid kännetecknas av syrerikt grundvatten, medan humuspodsolterrängerna antingen ha syrehaltigt eller syrefritt grundvatten. I händelse det är syrehaltigt, är det dock vanligen fattigare på syre än järnpodsolens grundvatten. Denna genomgående skillnad förklaras bl. a. av grundvattnets ringa rörlighet i moränmarken i stort sett (se föregående kapitel), vilket medför att på snart sagt varje yta, även om den är ganska liten, utbildar det sig ett grundvatten, som är karakteristiskt för de där rådande betingelserna. Det deficit i syrehalt, som påvisades i humuspodsolområdenas grundvatten jämfört med järnpodsolernas, har för länge sedan fått sin förklaring av HESSELMAN (1910 b, s. 106). Det beror på den kraftiga syrebindning, som försiggår i ett fuktigt, torvartat humustäcke, när det från början syrerika nederbördsvattnet tränger igenom detsamma. Är humustäcket någorlunda mäktigt, eller om vattnet rinner långsamt igenom, torde på detta sätt allt fritt syre bindas. Ytterligare kan syre bindas av humusämnen i mineraljorden, särskilt i B-horisonten. I järnpodsolen försiggå utan tvivel liknande processer fastän i långt mindre grad. Grundvattnet i järnpodsolerna är därför också sällan mättat med syre; $\frac{1}{2}$ till $\frac{2}{3}$ mättning är vanligt.

De anförda resultaten gävo mig anledning att söka efter andra karakteristiska skillnader i olika marktypers grundvatten, vilka skulle kunna bidra till att klarlägga de kemiska processer, som utspelas i marken. Härvid kan man dock ej gå för långt i detaljer och förvänta skillnader i vattnet hos t. ex. humuspodsolens olika varianter. Ej heller kan man förvänta någon skillnad mellan grundvattnet i humuspodsol och gråblå sumpjordmån, vilken senare jordmånstyp oftast bildar centra i områden av humuspodsol, som mottaga något vatten från sina omgivningar. Jag har sålunda endast försökt skaffa mig en uppfattning om å ena sidan järnpodsolens grundvatten, å andra sidan humuspodsolens och den gråblå sumpjordmånens. Dessutom har jag ägnat någon uppmärksamhet åt järnhumuspodsolens grundvatten. Med anledning av vad som ovan framförts om syrehalten, var det att förvänta, att de skillnader, som kunna förefinnas, skola

Tab. 6. Grundvattnets beskaffenhet å olika punkter i Rokliden och Kulbäcksliden.

Eigenschaften des Grundwassers verschiedener Punkte in Rokliden und Kulbäcksliden.

Där ej annorlunda skrives, är markprofilen utbildad i morän. Syrehalten är angiven i kbcm syre av 0° temperatur och 760 mm tryck per liter vatten.

Wo nichts anderes bemerkt wird, ist das Bodenprofil in Moräne ausgebildet. Der Gehalt an Sauerstoff ist in cm³ Sauerstoff von 0° Temperatur und 760 mm Druck pro l angegeben.

R = Rokliden. K = Kulbäcksliden. F = försöksfält (Versuchsfeld). Färgl. = farblos. Gul = gelb. + + + = mycket stark reaktion (sehr starke Reaktion). + = svag reaktion (schwache Reaktion). I = Eisenpodsol, II = Eisenhumuspodsol in Randzonen, III = Eisenhumuspodsol, IV = Humuspodsol, V = Graublauer Sumpfboden.

	Provets djup Tiefe der Probe cm	Humus- täckets mäktighet Dicke der Humus- decke cm	O kbcm/l	FeO mg/l	Fe ₂ O ₃ mg/l	Färg Farbe	Dato
I. Järnpodsol.							
1. R. F. (se fig. 38)...	167	c:a 10	2,72	0,0	0,0	färgl.	15/9 26
2. R. F. (» » 38)...	115	» 10	{ 6,24 5,84	{ 0,0 0,0	{ 0,0 0,0	{ » »	{ 15/9 26
3. R.	100	» 10	4,20	0,0	0,0	»	21/9 »
4. R.	90	» 10	{ 4,40 4,80	{ 0,0 0,0	{ 0,0 0,0	{ » »	{ 24/9 »
5. R.	95	» 10	6,44	0,0	0,0	»	25/9 »
6. K. F. (se fig. 36)...	100	» 6	5,20	0,0	0,0	»	2/10 25
II. Järnhumuspodsol. Torvmarkers rand- zoner. Lutning: fast- mark → torvmark.							
7. K. F. (se fig. 36)...	50	13	4,80	0,0	0,0	»	8/6 27
8. K. F. (» » 36)...	120	23	4,55	0,0	0,0	»	»
9. K. F. (» » 36)...	145	10—12	6,55	0,0	0,0	»	9/6 »
10. R. F. (» » 38)...	95	10	6,40	0,1	0,0	»	15/9 26
11. R. F. (» » 38)...	100	c:a 10	{ 5,70 5,90	{ 0,0 0,0	{ 0,0 0,0	{ » »	{ 11/9 »
12. R. F. (» » 38)...	52	10	{ 4,64 4,98	{ 0,0 0,0	{ 0,0 0,0	{ » »	{ 14/9 »
13. R. F. (» » 38)...	80	c:a 10	{ 6,00 6,08	{ 0,0 0,0	{ 0,0 0,0	{ » »	{ »
III. Järnhumuspodsol, fläckar, omgivna av humuspodsol.							
14. R. F. (se fig. 38)...	70	10	{ 3,40 3,12	{ 0,4 0,8	{ 0,0 0,0	{ » »	{ 24/9 26
15. R. F. (» » 38)...	45	10	4,40	0,5	0,0	»	»
16. R. F. (» » 38)...	95	12	1,44	0,7	0,0	»	25/9 »
17. R. F. (» » 38)...	110	6	5,84	0,0	0,0	»	18/9 »
18. R.	75	10	3,84	1,0	0,0	»	21/9 »
IV. Humuspodsol.							
19. K.	90	25	{ 0,24 0,12	{ 4 0	{ 0 0	{ ej b. »	{ 3/10 25
20. K.	00	20	{ 1,04 0,64	{ 2 0	{ 0 0	{ » »	{ »
21. R. F. (se fig. 38)...	80	40	1,24	3,0	0,0	färgl.	14/9 26
22. R. F. (» » 38)...	75	50	{ 1,44 1,28	{ 1,6 0,0	{ 0,0 0,0	{ » »	{ »

	Provets djup Tiefe der Probe cm	Humus- täcktets mäktighet Dicke der Humus- decke cm	O kbcml	FeO mg/l	Fe ₂ O ₃ mg/l	Färg Farbe	Dato
23. R. F. (se fig. 38)...	65	27	{ 1,36 1,40	1,2	0,1	färgl.	14/9 26
24. R. F. (» » 38)...	85	27	1,20	0,4	0,0	»	11/9 »
25. R. F. (fig. 38; åder)	100	25	2,20	0,0	0,0	»	»
26. R. F. (se fig. 38)...	72	17	0,00	16	0,4	gult	16/9 »
27. R. F. (» » 38)...	42	12	{ 0,88 1,08	1,2	0,0	»	17/9 »
28. R. F. (» » 38)...	60	35	0,00	24	3,0	»	»
29. R. F. (fig. 38, nr 28)	60	35	0,00	32	8,0	»	23/9 »
30. R. F. (se fig. 38)...	{ 55 65	{ 17	{ 0,25 0,48	{ 3,0 5,0	{ 0,0 0,0	{ » »	{ » »
31. R. F. (se fig. 38) sand	62	13	1,32	0,6	0,0	färgl.	18/9 »
32. R. F. (» » 38) »	67	15	0,40	4,0	0,0	gult	»
33. R. F. (fig. 38, nr 32)	75	15	1,20	10,0	0,2	»	22/9 »
34. K. F. (se fig. 36)...	90	20	{ 0,00 0,00	c:a 17	+	ej b.	3/10 25
35. R.	142	30	0,08	16	4,0	färgl.	20/9 26
36. R.	80	30	0,00	16	1,0	gult	»
37. R.	50	20—25	1,68	2,0	0,0	»	21/9 »
38. R.	65	25—30	1,70	1,5	0,0	»	»
39. R.	100	63	0,68	10	2,0	»	25/9 »
V. Gråblå sumpjordmån.							
40. K. F. (se fig. 36)...	70	20	{ 0,00 0,24 0,04	+++	+	ej b.	1/9 24
41. K. F. (nära 40) ...	70	20	{ 0,42 0,08 0,63	+++	+	»	2/10 25
42. R. F. (se fig. 38)...	72	30	{ 1,68 0,48	6,0	0,0	färgl.	16/9 »
43. R. F. (» » 38)...	60	30	{ 1,40 2,20	1,6	0,0	»	17/9 »

stå i samband med den oxiderande resp. reducerande miljö, som kännetecknar de lager inom vilka grundvattnet fått sin kemiska karaktär.

De kemiska vattenundersökningar, som utförts, ha samlats i tabellerna 6, 7 och 8, varav tab. 7 även innehåller några analyser ur litteraturen. Dessa tabeller ligga till grund för den följande framställningen.

Grundvattnets egenskaper i järnpodsolterränger.

Inom järnpodsolens domäner saknar grundvattnet färg, är friskt i smaken och därtill järnfritt och syrerikt (se tab. 6:I). Med järnfritt förstås härvid, att järnet ej låter sig påvisas med den använda metoden (se sid. 180), vilket innebär att järnhalten är lägre än 0,1 milligram per liter.

Tab. 7. Vattenanalyser.
Wasseranalysen.

	I	2	3	4	5	6	7
Syreförbrukning (sedan Fe^{++} oxiderats) mg/l	2,0	20,7	22,0	5,7	ej b.	ej b.	ej b.
Sauerstoffverbrauch nach Oxydation von Fe^{++}							
S:a organiska ämnen »	5,5	36,7	44,2	ej b.	29,0	63,6	13,0
Organische Stoffe							
S:a oorganiska ämnen »	18,2	42,1	100,5	39,0	26,8	22,1	13,7
Anorganische Stoffe							
Färg	—	gul	gul	—	—	gul	—
Farbe							
SiO_2 mg/l	ej b.	14,3	22,7	11,6	8,0	3,4	1,53
Al_2O_3 »	»	8,2	4,6	2,2	} 2,4	} 5,4	} 0,4
FeO »	spår	6,2	48,3	15,1			
MgO »	ej b.	2,3	2,3	0,8	—	—	0,2
CaO »	»	3,0	6,5	4,2	3,3	2,5	3,3
Na_2O »	»	3,6	4,6	3,7	4,1	3,2	2,7
K_2O »	»	1,1	1,9	1,4	1,2	0,8	2,2
$\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ »	c:a 6	10,0	15,3	10,1	8,6	6,5	8,4
$\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O}$		4,0	4,9	3,1	2,0	1,1	0,57
$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$		2,3	1,0	0,59	—	—	< 0,15
$\text{MgO} : \text{Na}_2\text{O}$		0,64	0,50	0,22	—	—	0,07
$\text{CaO} : \text{Na}_2\text{O}$		0,83	1,4	1,1	0,80	0,78	1,2
$\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$		0,31	0,41	0,38	0,29	0,25	0,82

- Grundvatten från det stora järnpodsolområdet å R. F. ^{23/9} 1926. Analytiker: O. TAMM.
Grundwasser aus dem grossen Eisenpodsolgebiet, R. F.
- Grundvatten från humuspodsol, punkt 30, fig. 38, R. F. ^{23/9} 1926. An.: O. TAMM.
Grundwasser aus Humuspodsol, Punkt 30, R. F. Fig. 38.
- Grundvatten från liten svacka i humuspodsolterräng, punkt 28, fig. 38, R. F. ^{23/9} 1926.
An.: O. TAMM.
Grundwasser aus einer kleinen Depression im Humuspodsolgebiet, Punkt 28, Fig. 38. R. F.
- Vatten från järnkällan å försöksfältet i Kulbäcksliden, ^{2/10} 1925, fig. 36. An.: O. TAMM.
Wasser aus der Eisenquelle, K. F.
- Vatten från källa vid Degerö stormyr's södra rand (Skomakareängen). Källans vattenområde huvudsakligen järnpodsol. (Från MALMSTRÖM, 1923, s. 69.) ^{8/7} 1919. An.: N. SAHLBOM.
Wasser aus einer Quelle am Südrand des Degerö stormyr. Das Wasser kommt hauptsächlich aus einem Eisenpodsolgebiet.
- Vatten från Vargstubbäcken, ett av Degerö stormyr's avlopp. Gulbrunt av humusämnen. (Från MALMSTRÖM, 1923, s. 69.) ^{8/7} 1919. An.: N. SAHLBOM.
Wasser aus einem der Abflüsse des Degerö stormyr.
- Vatten från Byskeälven vid Myrheden. ^{13/7} 1902. (Från HOFMAN-BANG 1905, s. 104.)
An.: O. HOFMAN-BANG.
Wasser aus der Byskeälv bei Myrheden.

Vid indunstning av ett större vattenprov, 500 kbcm, till en liten volym kunde dock spår av järn påvisas (se tab. 7:1). I samma vattenprov, som fullkomligt saknade färg, var halten humus 5,5 mg/l med en syreförbrukning av 2,0 mg/l. Syrehalten i de undersökta järnpodsolvatten växlade mellan 2,52 och 6,44 kbcm av 0° temperatur och 760

Tab. 8. Elektrolytiska ledningsförmågan hos ett antal naturliga vatten från Kulbäcksliden med omgivningar och den därav beräknade ungefärliga salthalten. Die elektrolytische Leitfähigkeit und daraus berechneter Gehalt an Salzen in natürlichen Wässern aus Kulbäcksliden nebst Umgebungen.

Wasserprobe	$\approx 15^{\circ} \text{C.}$	Normalitet av salter, ber. som KCl Normalität von Salzen, als KCl berechnet	Sannolik mängd av $\text{MgO} + \text{CaO} +$ $+ \text{Mg}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ Wahrscheinliche Menge von $\text{MgO} + \text{CaO} +$ $+ \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ mg/l	Sannolik mängd oorganiska beständsdelar Wahrscheinliche Menge anorganischer Stoffe mg/l
1	$3,16 \cdot 10^{-5}$	$2,64 \cdot 10^{-4}$	8,5	25
2	1,78	1,47	4,8	14
3	2,22	1,84	6,0	18
4	4,02	3,66	11,8	36
5	2,23	1,85	6,0	18
6	2,56	2,12	7,0	20
7	2,87	2,38	7,2	21
8	2,12	1,75	5,7	17
9	2,71	2,26	7,3	21
10	2,07	1,72	5,6	16
11	1,91	1,60	5,2	15
12	1,85	1,55	5,0	15
13	3,20	2,66	8,6	25
14	4,68	3,92	12,7	39
15	2,49	2,05	6,6	19
16	2,90	2,41	7,8	23

- Källa i järnpodsolterräng. Kåtaåsen, K. 29/8 1918.
Quelle in einem Eisenpodsolgebiet.
- Källa i järnpodsolterräng. Holmmyrbrännan, K. 12/8 1918.
Quelle in einem Eisenpodsolgebiet.
- Dike i järnpodsolterräng. Kåtaåsen, K. 15/8 1918.
Drain im Eisenpodsol.
- Källa, Kulbäckslidens by, vars vattenområde är järnpodsol och humuspodsol. Vatten svagt järnhaltigt. 23/8 1918.
Quelle in einem Gebiet mit Eisenpodsol und Humuspodsol. Schwacher Eisengehalt.
- Källa, Kulbäckslidens by, vars vattenområde är järnpodsol. 23/8.
Quelle in einem Eisenpodsolgebiet.
- Källa å kronoparken Aggberget. Vattenområde järnpodsol och humuspodsol. En häftig skogsbrand hade avbränt skogen och marken i juni. 13/8.
Quelle in einem Gebiet mit Eisenpodsol und Humuspodsol. Ein heftiger Waldbrand hatte den Wald und Boden im Juni abgebrannt.
- Källa i Degerö stormyr's sydrand. Vattenområdet huvudsakligen järnpodsol. 15/8.
Quelle am Südrand des Degerö stormyr. Das Wasser stammt hauptsächlich aus einem Eisenpolgebiet.
- Nygrävd grop nära brunnen XIV. Järnpodsol. K. F. 8/8.
Eben fertig gemachte Grube in Eisenpodsol.
- En annan grop. Järnpodsol nära brunnen XIV. K. F. 21/8.
Eine andere Grube. Eisenpodsol.
- Grop i järnpodsol. Brandfältet å Aggberget. 13/8. (Branden i juni)
Grube in Eisenpodsol auf der durch Waldbrand im Juni verheerten Fläche.
- Storkåttjärnsbäcken, ett av Degerö stormyr's avlopp. 29/8.
Storkåttjärnsbäcken, einer der Abflüsse des Degerö stormyr.
- Vargstubbäcken, ett annat av Degerö stormyr's avlopp. 30/8.
Vargstubbäcken, einer der Abflüsse des Degerö stormyr.
- Kulbäcken, en å i lerterräng. 23/8.
Kulbäcken, ein Bach im Tongebiet.
- Ostjärnsbäcken, en helt liten bäck i lerterräng. 9/8.
Ostjärnsbäcken, ein sehr kleiner Bach im Tongebiet.
- Vindelälven vid Vindeln. 9/8.
Die Vindelälv bei Vindeln.
- Umeälven vid Näsland. 13/8.
Die Umeälv bei Näsland.

mm:s tryck per liter. Medeltalet för syrehalten i 67 undersökta prov av år 1925 var 4,58 kbcm per l. Bristen på järn i grundvattnet, trots att avsevärda mängder därav frigöras vid vittringen (se sid. 282), måste bero på, att praktiskt taget allt järn oxideras i den mån som det ej redan från början i mineralen befinner sig i trevändig form, varefter det kvarhålls som kolloid i B-horisonten (rostjorden).

Av oorganiska ämnen, sammanräknat, finnas i det analyserade vattenprovet (tab. 7:1) 18 milligram per liter, vilket är avsevärt mindre än i det samtidigt insamlade provet av grundvatten från humuspodsol (tab. 7:2). Huru dessa 18 milligram fördela sig på olika ämnen har ej undersökts, enär provet var för litet. Man kan uppskatta mängden baser i provet, beräknade som oxider ($K_2O + Na_2O + CaO + MgO$), till 6 milligram på följande sätt. Vattenprovet nr 5 i tabell 7 är väsentligen ett järnpodsolvatten. Det innehåller 26,8 mg oorganiska ämnen per l, varav 8,6 mg eller 32 % äro de nämnda baserna. Om man antager att samma procent av summan oorganiska ämnen i det förut omnämnda vattenprovet äro baser, kommer man till siffran 5,8 eller avrundat 6 mg per l. Såsom framgår av det följande, växlar ej salthalten, bortsett från järnhalten, särdeles mycket i de naturliga vattnen över huvud taget i de trakter, varom fråga är, varför den beräknade halten baser torde få anses approximativt riktig.

Skillnaden mellan summan av oorganiska ämnen och mängden baser i det anförda vattenprovet består till största delen av kolsyra och kisel-syra, men små mängder av aluminium torde även förefinnas. Kiselsyra är en normal beståndsdel i alla naturliga vatten (se tab. 7). Rätt mycket aluminium frigöres vid vittringen och nedan har beträffande humuspodsol-områden påvisats ganska mycket aluminium i grundvattnet. Så fort vattnet vandrat någon längre sträcka i de lösa jordlagren blir det emellertid nästan fritt från aluminium (se sid. 268), men det diskuterade vattenprovet hade uppsugits ur lagret direkt ur en markprofil och representerade alltså det grundvatten, som uppstått där genom regnvattnets direkta infiltrering i marken.

Grundvattnets egenskaper inom områden med järnhumus-podsol.

Järnhumuspodsolen finnes dels inom torvmarkers randzoner, dels självständigt, bl. a. som »öar» i humuspodsolområden, där dessa öar vanligen ligga något högre än omgivningarna och därför äro torrare. Grundvattnet har undersökts å lokaler av såväl det förra som det senare slaget, se tab. 6:II och III. Inom rand-zonerna har grundvattnet hög syrehalt och är färglöst och har samtidigt ingen eller knappast någon halt av järn.

Detta antyder, att man här har att göra med en långsam strömning av grundvatten från den intill belägna, något högre fastmarken, eller med andra ord grundvattnet i mineraljorden under humustäcket har »fastmarks-karaktär» eller »järnpodsolkaraktär» (jfr TAMM, 1925 a, s. 21). Grundvattnet från järnhumuspodsolöar är även färglöst och har ganska hög syrehalt men dessutom en icke obetydlig halt av tvåvärdigt järn. Denna varierar i de undersökta proven men uppnår 1,0 mg/l. Syrehalten varierar samtidigt mellan 1,44 och 5,84 kbcm per l. Det är ytterst sannolikt, att de undersökta proven från »öar» representera just det grundvatten, som uppstått på platsen genom nederbördsvattnets nedsjunkning. Dessa prov synas beträffande sin halt av lösta ämnen i alla avseenden stå emellan järnpodsolens grundvatten och humuspodsolens (se nedan). Att samtidigt en avsevärd halt av syre och av tvåvärdigt järn kunna existera i grundvattnet, visar hän på det intressanta faktum att små mängder av ferro-föreningar äro relativt beständiga i de naturliga vattnen tillsammans med en betydande halt av fritt, löst syre. Givetvis måste emellertid det lösta järnet undergå oxidation, särskilt vid grundvattnets beröring med inträngande luft under perioder av lågt grundvattenstånd. Härvid må framhållas, att syrerik luft intränger i grunda torvmarker, när torven ej är genomdränkt med vatten och därför genomsläpplig (se även ROMELL 1922, s. 205—208). Att en oxidation av järn och därefter följande utfällning av detsamma försiggår visas av de i denna marktyp nästan aldrig felande gleyhorisonterna, som utbildas där det järnhaltiga grundvattnet möter den syrehaltiga luften och som sålunda äro resultatet av de i detta förekommande järnsalternas oxidation, medan i järnpodsolerna med deras nästan järnfria grundvatten relativt obetydliga gleyhorisonter utbildas.

Grundvattnets egenskaper i områden med humuspodsol och gråblå sumpjordmån.

Grundvattnets halt av syre och järn. Inom humuspodsoler, alltså torvmarker eller skogsmarker med mer eller mindre torvartat humustäcke, varierar syrehalten i mineraljordens grundvatten mellan 0,00 och 2,20 kbcm per liter i det här framlagda analysmaterialet. I det större materialet av år 1925 varierade den mellan 0,00 och 3,00 kbcm. Härvid ha icke kantzoner medtagits. Järnhalten växlar också högst betydligt och färgen är oftast mer eller mindre starkt gul av humusämnen, smaken är fadd. Stundom är dock vattnet alldeles färglöst. I de fall, där järnhalten är låg, d. v. s. under 5 mg/l, räknat som FeO, plägar vattnet vara alldeles fritt från tvåvärdigt järn men däremot något syrehaltigt, vilket bekräftar vad som ovan framhållits, att det tvåvärdiga järnet är ganska beständigt

i de naturliga vattnen tillsammans med en viss halt av fritt, löst syre. När järnhalten är större än vad som motsvarar 5 mg/l FeO träffas i regel även små mängder trevärdigt järn, som dock uppgår till högst en fjärdedel av totala järnhalten. Samtidigt är vanligen syrehalten obetydlig eller ingen och färgen tydligt gul av humusämnen, vadan det synes som syret hade försvunnit genom oxidation av järn och kanske också av humusämnen.

Det ovan anförda tyder på att järnet införlivas med grundvattnet i form av ferroföreningar, sannolikt därför att ferri-föreningar ej slippa igenom B-horisonten utan att utfällas. Först genom de i själva grundvattnet befintliga ferroföreningarnas oxidation synas ferriföreningar uppstå i detsamma. Dessa nybildade ferriföreningar utfällas emellertid mycket lätt i samband med oxidationen, och på så sätt bildas gleyhorisonter, varigenom vattnet åter helt eller delvis befrias från trevärdiga järnföreningar.

Man måste antaga, att det tvåvärdiga järnet i grundvattnet förekommer i form av ferrojoner. Vattnet reagerar ögonblickligt med en droppe svavelnatriumlösning under bildning av FeS. Genom skakning med luft efter tillsats av en droppe ammoniak oxideras det tvåvärdiga järnet hastigt och kvantitativt till trevärdigt, som kan bestämmas med rodankalium. Man skulle möjligen kunna misstänka, att järn kunde förekomma i form av löst ferrohumat. Detta kan enligt ODÉN (1919, s. 107) endast uppträda i kolloidal lösning, vilket genast gör saken mindre sannolik med hänsyn till den momentana färgreaktionen med Na₂S. Om ett humat föreläge, borde det vidare finnas en viss parallellism mellan halten av FeO och humus inom olika vatten. Så är emellertid alls ej fallet. För att bedöma denna sak må påpekas, att förhållandet mellan syreförbrukningen (som är ett mått på humushalten) och FeO-mängden, allt i mg pr l, är för vattenproven 1—4, tabell 7: > 20, 3,3, 0,69 och 0,39. Sålunda är överskottet av humusämnen i förhållande till järn störst i det humusfattigaste vattnet. Provet nr 4, tabell 7, vars järn helt och hållet befann sig i tvåvärdig form, är ett färglöst, humusfattigt vatten med låg syreförbrukning (bortsett från järnets egen). Vidare må anmärkas den ytterst allmänna tillvaron av järnbakteriehinnor över allt där grundvatten utströmmar i diken, källor o. d. inom humuspodsolterränger. Järnbakterierna fordra för sin livsverksamhet ferrojoner (d. v. s. löst ferrokarbonat).

Beträffande det trevärdiga järnets form i grundvattnet är det troligt, att det föreligger en jämnvikt mellan ferrijoner och kolloidalt löst ferrihydroxid, kanske deltagar i jämnvikten även ferrihumat. Trevärdigt järn förekommer nästan endast i gulfärgade, starkt humushaltiga grundvatten.

I humuspodsolterränger kommer tydligen järnet i tvåvärdig form såsom joner till grundvattnet, och i denna form kan det vandra hur långt som helst utan att i större grad absorberas, om det blott ej utsättes för oxidation. Sådan inträffar emellertid vid tider av lågt grundvattenstånd, då syrerik luft tränger ned genom torven, särskilt i släppor och rotkanaler, varvid grundvattnet

kommer i beröring därmed. Följden blir att järnet oxideras och faller ut, bildande en gleyhorisont på det sätt, som av FROSTERUS antagits (se sid. 170). Man måste tänka sig en ständig växelverkan mellan järnets utfällning och återupplösning, mellan dess oxidation och reduktion. En gleyhorisont är det synliga uttrycket för att oxidationen och utfällningen överväga reduktionen och återupplösningen.

Järnet förekommer i sumpmarkernas grundvatten företrädesvis såsom ferrojoner och kan i denna form vandra med vattnet långa sträckor utan att utfällas. Vid oxiderande betingelser utfälles järnet såsom gleybildningar. Sannolikt försiggår i en gleyhorisont växelvis utfällning av järn vid oxiderande betingelser och återupplösning av detsamma vid reducerande betingelser.

Tabell 6 o. 7 anger, att det kan råda mycket stora skillnader i grundvattnets järnhalt på närbelägna punkter inom humuspodsolterrängerna. En punkt på Roklidens (27, fig. 38) försöksfält hade exempelvis den ¹⁷/9 1926 ett grundvatten med 1,2 milligram FeO per liter, medan den knappt 30 meter därifrån belägna punkten 28 samma dag hade ett grundvatten med 24 mg FeO och därjämte 3 mg Fe₂O₃ per l. En närmare undersökning visar, att de högsta järnhalterna träffas i små svackor, bildade av själva moränytan, vilka ofta knappast observeras, emedan deras torvtäcke är mäktigare än omgivningarnas, och marken därför ter sig jämn. Stundom är profilen i sådana svackor gråblå sumpjordmån (exempel tab. 6:41 och profil 16, kap. 12) eller också blott humuspodsol (tab. 6:28 och tab. 7:3). Dessa små svackor äro ytterst betingade av själva bergytans konfiguration, de beteckna små fördjupningar i hällen. Förklaringen till uppkomsten av de höga järnkonzentrationerna i dem kan tänkas på följande sätt:

Vatten innehållande elektrolyter och andra lösta ämnen rinner inom markens övre lager under vissa tider till svackorna och fyller ut dessa. När så sommartorkan kommer, avdunstar i svackorna en stor mängd av vatten. Härigenom stiger elektrolytkonzentrationen i svackornas grundvatten till ett värde, som är högre än motsvarande i omgivningarna. En viss borttrinning av vatten sker liksom allmänt i moränmarken genom dränering underifrån (se kap. 7). Vid inträdande nederbörd rinner åter vatten från omgivningarna till svackorna och vid nästa torrperiod bli dessas vatten ännu mer koncentrerat. Slutresultatet blir, att genom växelvis tillrinning av elektrolythaltigt vatten och avdunstning får svackans vatten en högre elektrolytkonzentration än omgivningarna. Ett sådant fall är även påvisat, se tabell 7, jfr nr 2 och 3.

Den allmänna stegringen av elektrolythalten i svackornas grundvatten räcker dock ej till för att förklara uppkomsten av de verkligt höga järnkonzentrationer, som faktiskt förekomma (se tab. 6). Förklaringen till järnets avvikelse från andra ämnen måste vara möjligheten för detsamma att avsättas såsom gleybildningar, varvid detsamma magasineras under tider av torka och lågt

grundvattenstånd, då en del av vattnet borttrinner nedåt och försvinner utmed hällen. Härvid måste man vara på det klara med, att järn utom som limonit måhända även kan avsättas som siderit och kanske även i ännu någon annan form. Beträffande siderit, se VAN BEMMELEN (1900), GAERTNER (1898) och LUNDBLAD (1930). Själv har jag ej sett någon siderit men ej heller gjort något försök att påvisa densamma. När nytt, humusrikt vatten tillföres, kan det en gång avsätta järnet åter gå i lösning, varvid de iakttagna, höga koncentrationerna uppkomma.

Det ovan sagda illustreras av följande observationer: Den svacka på Kulbäckslidens försöksfält, som ovan omtalats (där järnkoncentrationen är mycket hög), äger, visserligen inom en begränsad del, mycket kraftigt utbildade gleyhorisonter. Svackan jämte dess omgivning synas vara vattenområde för den lilla järnkällan, som befinner sig ett stycke längre ned på fältet (se fig. 36). I det område på försöksfältet i Rokliden, där den ovan omtalade svackan med starkt järnhaltigt vatten förefinnes, träffas även allmänt väl utbildade gleyhorisonter. En granskning av försöksfältens omgivning visar, att små järnkällor förekomma här och där nedanför sluttningar med humuspodsol och tunn torv, däremot ej i anslutning till myrar med mäktig torv. I humuspodsolmarker med tunn torv äro tydligen också betingelserna för uppkomst av stora mängder järnhaltigt vatten de bästa. Att järnkällor stå i förbindelse med tunna torvlager, särskilt om dessa vila på genomsläppliga jordarter, har jag även iakttagit annorstädes och denna sak torde vara allmänt bekant. AARNIO (1918, s. 52) har uppvisat, att bildningen av sjömalin i vissa finska sjöar försiggår, där riklig tillrinning av grundvatten från humuspodsolterränger förekommer. Detta är tydligen ett alldeles analogt fenomen. De på järn allra rikaste källådrorna äro avloppsådror från sådana flacka bäcken i terränger med tunn torv och humuspodsol, där det järnhaltiga grundvattnet samlar sig, varvid järnhalten koncentreras till följd av växelvis tillrinning, avdunstning, avsättning och återupplösning.

De höga järnkoncentrationerna i grundvattnet inom vissa fläckar i sumpmarkerna uppkomma sålunda med all sannolikhet genom växelvis tillrinning, avdunstning och borttrinning (nedåt) av grundvatten, varvid ett flertal lösta ämnen anrikas och däribland i synnerhet järnet, som vid tider av lågt vattenstånd och genomluftning i marken kan magasineras i form av gleybildningar och sedan vid tider av högt vattenstånd och reducerande betingelser åter kan gå i lösning. Möjligen kan även en magasinering av järnet i form av siderit tänkas. Avloppsådrorna från dylika fläckar kunna ge upphov till järnkällor.

Grundvattnets halt av humus och övriga ämnen. Beträffande humushalten visar tabell 6, att färgen är starkast gul hos järnrika och syrefattiga prov. Prov 2 i tabell 7 (från punkt 30, fig. 38) är ett typiskt humuspodsolvatten. Det innehåller 36,7 mg humus per liter med en syreförbrukning av 20,7 mg syre. De oorganiska ämnena utgöra i samma

vatten 42,1 mg per l, alltså mer än dubbelt så mycket som i det samtidigt tagna järnpodsolvattnet nr 1. Det anförda står i vacker överensstämmelse med det faktum, att vittringen i allmänhet är intensivare i humuspodsol än i järnpodsol (sid. 214). Av särskilt intresse är den höga aluminiumhalten 8,2 mg/l, vilken, så vitt jag känner, är den högsta aluminiumhalt, som är observerad i något naturligt vatten. Provet är uppsuget med kvicksilverpump ur en nivå av 60 cm:s djup under 15—20 cm:s torv, d. v. s. strax under B-horisonten. Av baser: $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$ finnes tillsammans 10 mg, varav MgO utgör 2 mg.

Prov 3 i tabell 7 (från punkt 28, fig. 38) är också ett humuspodsolvatten, som tagits samma dag som föregående å 60 cm:s djup under 35 cm:s torv på knappt trettio meters avstånd från den punkt där nr 2 togs. Dess järnkonzentration var maximalt hög (se även tab. 6, proven 28, 29). Det utgör sålunda ett exempel på ett humuspodsolvatten som anrikats på salter och isynnerhet på järn på det sätt som ovan nämnts. En jämförelse mellan de båda vattenprovens sammansättning är ytterst intressant. Nr 3 skall enligt ovan gjorda antagande ha bildats delvis genom tillströmning från omgivningarna och anrikning av vissa ämnen genom avdunstning. Nr 2 däremot är en representant för normalt, på platsen genom nederbördsvattnets sjunkning bildat grundvatten. Det visar sig, att sådana elektrolyter som CaO, Na_2O och K_2O ha ökat sin mängd väsentligt i det anrikade vattnet, medan magnesium ej visar ökning och aluminium företer minskning. Humusämnena visa en obetydlig ökning och kiselsyra en tydlig ökning.

Innan jag söker tolka de egendomliga skillnader, som föreligga i halten av lösta ämnen i vattenproven nr 2 och nr 3 i tab. 7, måste jag emellertid i diskussionen indraga även de övriga vattenproven i tabellen, särskilt nr 4 och nr 7.

Vattenprovet nr 4 härrör från den lilla järnkällan å försöksfältet i Kulbäcksliden, som torde utgöra en avloppsåder från den nämnda svackan med humuspodsol och stark järnhalt hos grundvattnet (se sid. 266). Marktyperna såväl som moränens sammansättning på Kulbäcksliden överensstämma så nära med motsvarande på Rokliden, att några större allmänna skillnader i grundvattnets sammansättning knappast kunna förväntas. Provet är också uttaget under samma årstid, september. Skillnaden är sålunda egentligen endast den, att man här har ett grundvatten, som vandrat längre väg i marken än vattnet nr 3 och i synnerhet längre än vattnet nr 2; om det också troligen har runnit den största delen av sin väg såsom åder, så måste det dock först ha filterrats ned genom moränen till berggrunden.

Vattenprovet nr 7 är Byskeälvens vatten vid Myrheden enligt HOFMANG (1905), taget ungefär där denna å skär marina gränsen. Byskeälven

ovan marina gränsen hämtar helt sina tillflöden från ett nord-norrländskt moränområde, vars geologi och jordmånsförhållandena nära överensstämmer med de båda försöksfälten och deras omgivning. Man kan därför anse detta vattenprov representativt för den blandning av ytvatten och grundvatten som utgör den del av det på marken fallna nederbördsvattnet, som ej avdunstar, inom ett dylikt område. Provet är taget den 13/7 1902. Att bedöma huru stor del av älvvattnet som utgöres av f. d. grundvatten är naturligtvis omöjligt. Hydrografiska byråns vattenanalyser (se Hydrografiska byråns årsböcker 1919—1923 och Meteorologisk-Hydrografiska anstaltens årsböcker 1919—1923) visa emellertid att älvvattnet ifråga varit relativt fattigt på lösta, oorganiska ämnen, när HOFMAN-BANG uttog sitt prov (13,7 mg oorganiska ämnen per l). Summan lösta oorganiska ämnen varierar nämligen i det anförda analysmaterialet, som icke innehåller fullständiga analyser, i juni och augusti mellan 14,4 och 23,6 mg/l, varav CaO utgör 18,6 %—24,6 %. Man kan emellertid anse att proportionen mellan de olika ämnena i HOFMAN-BANGS analys är betecknande för de olika grundvattenslag, som tillsammans fört ut elektrolyter i älven, och för dessa vattenslag äro i viss mån även proven nr 5 och 6 i tabell 7 betecknande, nr 5 för ett fastmarksvatten, nr 6 för ett torvmarksvatten. De mycket små skillnader, som råda i fråga om de oorganiska ämnena i proven 5, 6 och 7, antyda, att man i Byskeälvens vatten har ett tämligen representativt exempel på grundvatten från en nordnorrländsk moränterräng, som passerat genom de lösa jordlagren och uppblandats med något elektrolytfattigt ytvatten (d. v. s. tyligt avrinnande nederbördsvatten). Vi kunna därför i diskussionen använda oss av proportionerna mellan de olika lösta beståndsdelarna i det anförda älvvattnet vid jämförelse med vattenproven 2, 3 och 4.

Vattenprovet nr 2 representerar alltså ett humuspodsolvatten taget just där det har uppstått till följd av nederbördens infiltrering i marken, nr 3 är ett humuspodsolvatten, som vandrat en sträcka i morän, nr 4 är ett liknande vatten, som vandrat en ännu längre sträcka, nr 7 slutligen är liknande vatten, som uppblandats med järnpodsolvatten och torvvatten, och som vandrat en ännu längre sträcka.

Vid vattnets vandringar i de lösa jordlagren är natriumjonen den kation som minst av alla absorberas. Av denna anledning har i tabell 7 förhållandet mellan olika ämnen och Na_2O uträknats, och de på så sätt erhållna talen utgöra grunden för följande diskussion.

De fyra vattenprovens sammansättning visar, att aluminiumhalten, som i det typiska humuspodsolvattnet (nr 2) är mycket hög, undan för undan sjunker i de vatten, som undergått transport i marken för att i älvvattnet nå ett mycket lågt värde. Detta illustreras av att förhållandet $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$ sjunker från 2,3 i vattenprov nr 2 till 1,0 i nr 3, 0,59 i nr 4 och 0,15 i nr 7, vilket sista värde t. o. m. är för högt, enär järn ingår i aluminiumvärdet.¹ Det är också allmänt känt, att aluminiumhalten

¹ I HOFMAN-BANGS analys har endast summan $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ blivit bestämd. Jag har undersökt vattnet från Rokån, en skogså inom samma region som Byskeälven på järn

i älvvatten är ytterst låg överhuvud taget. De anförda siffrorna visa aluminiums gradvisa absorption vid grundvattnets framsilande i marken; redan i järnkällans vatten har aluminium det låga värdet av 2,2 mg Al_2O_3 per l. Skillnaden mellan järnets sätt att vandra i humuspodsolterränger och aluminiums framstår då klart: när det gäller sträckor, längre än från markprofilens övre till dess undre lager, kan järnet vandra som jon hur långt som helst, så länge reducerande miljö råder, och det utfälles först då oxidation inträder. Beträffande aluminium är däremot en kort sträckas vandring tillräcklig för att dess mängd i vattnet skall högst avsevärt minskas. Detta har sin grund i att aluminium i motsats mot järnet vandrar som kolloid, säkerligen som positivt laddad kolloid, vilken lätt utfälles enbart tack vare lösningens passage genom finporiga medier.

Åtskilliga forskare, såsom AARNIO (1915, s. 75) vilja på grund av experimentella rön göra gällande, att järnet i humuspodsolterränger skulle huvudsakligen transporteras såsom trevärdig kolloid, skyddad från utfloccning av andra kolloider. AARNIO (1918, s. 53—54) vill t. o. m. förklara järntillförseln till myrmalmbildande sjöar på detta sätt. Såsom framgår av det ovan meddelade, lämna mina undersökningar intet som helst stöd för AARNIOS uppfattning utan visa med bestämdhet hän på att järnet i överensstämmelse med den gamla åsikten vandrar inom sumpmarkerna, d. v. s. humuspodsolterränger, i form av tvåvärdig jon. Detta synes med en till visshet gränsande sannolikhet vara grunden till, att järnet vid sina vandringar företer en grundväsentlig skillnad jämfört med aluminium, vilket ämne icke kan vandra långa distanser utan att utfällas. Den olikhet i sättet att vandra och utfällas, som råder mellan järn och aluminium, belyses även av den omständigheten att gleyhorisonterna icke äro särskilt rika på utfällt aluminium.¹

På i viss mån annat sätt än aluminium förhåller sig den vanligen negativt laddade kolloiden kiselsyra. Man kan dock även beträffande detta ämne iakttaga en viss minskning i de vatten, som ha vandrat långa sträckor. Förhållandet $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O}$ i de fyra anförda vattenproven är sålunda resp. 4,0, 4,9, 3,1 och 0,57. I olikhet mot aluminium finna

och fann detta vatten innehålla 1,0 mg/l Fe_2O_3 , medan däremot tvåvärdigt järn saknades. Det trevärdiga järnet har säkerligen uppstått genom oxidation av tvåvärdigt järn från tillströmmande grundvatten, varefter detsamma förblivit i vattnet som kolloid, skyddad av de samtidigt närvarande humusämnena. Troligen är en väsentlig del av summan $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ i Byskeälvens vatten Fe_2O_3 .

¹ Gleyhorisonterna innehålla något utfällt aluminium, dock vanligen ej mer än vad man vanligen finner i morännskikt i markens djupa lager, vilka ej varit utsatta för gleybildning. Enär under vissa årstider en kolloidtransport uppifrån sker, är det ej förvånande, att något aluminium absorberas även i gleyhorisonterna.

emellertid kvantitativt betydelsefulla mängder kiselsyra sin väg ända till älvarna.

Kationerna kalcium, kalium, natrium förhålla sig ej på något särskilt anmärkningsvärt sätt men väl däremot magnesium. Detta ämne frigöres vid vittringen i förhållandevis stora mängder (se sid. 282), varom också vattenprovet nr 2 (tab. 5) bär vittne. Under fortsatt vandring försvinner magnesium ur vattnet, så att endast obetydliga mängder därav nå älvarna. Visserligen torde den fullständiga brist på magnesium i många av våra älvars vatten, som råder enligt Meteorologisk-Hydrografiska anstaltens årsböcker, snarare bero på en något summarisk analysmetod än en verklig frånvaro av magnesium (jämför härtill analys 7, tab. 7). Men det är ändå högst påtagligt, att våra älvars vatten, där de ej komma från trakter med karbonatbergarter och leror, äro mycket fattiga på magnesium. Magnesiums gradvisa absorption vid vattnets framsilande i marken får en mycket vacker illustration i förhållandet MgO/Na_2O i proven 2, 3, 4 och 7. Dessa tal äro respektive 0,64, 0,50, 0,22 och 0,07. Magnesium tyckes emellertid ej i större utsträckning absorberas i B-horisonten, åtminstone ej i sådan grad, att det alltid tydligt framträder i analyserna (jfr härom sid. 292).

Förklaringen till magnesiums egendomliga förhållande, vilken på samma gång är förklaringen till den utomordentligt låga halten av magnesium i våra nordsvenska källor och älvar (d. v. s. de som uppträda inom områden med silikatbergarter), har enligt min mening givits av WIEGNER och JENNY i och med deras undersökningar över basutbyte hos permutiter. Av allt att döma förhålla sig alla silikatmineral i någon mån som permutiter, i synnerhet gäller detta om biotit. Detsamma torde även gälla de mängder utfällda geler av Al_2O_3 och andra ämnen som träffas i B-horisonten och i små mängder även på större djup i jordarterna. WIEGNER och JENNY (1927, se även JENNY 1927), skilja mellan »Eintausch», d. v. s. en jons inträde i permutiten, joninträde, »Austausch» eller jonens utträde ur permutiten, jonutträde, samt »Umtausch» eller jonutbyte. Det framgår av deras undersökningar, att skilda kationer visa olikheter såväl beträffande förmåga av joninträde som jonutträde. Mg-jonen utmärker sig för att med större svårighet inträda i permutiten än Ca^{++} , $2 Na^{+}$ och $2 K^{+}$. Sedan emellertid Mg-jonen väl inkommit, hålles den mer hårdnackat kvar än de andra jonerna. Med andra ord: i marken absorberas magnesium under vattnets långsamma nedsipprande i profilen, ehuru långsamt. Vid fortsatt, ännu mycket långsammare transport med grundvattnet sker småningom en absorption av magnesium, och det absorberade kvarhålles hårdnackat. De övriga kationerna absorberas visserligen också, men den slutliga halten av olika kationer i grund-

vattnet blir resultatet av en serie joninträde- och jonutträde-processer, som samspela med varandra. Vid jonutträde-processerna ligger magnesium under till fördel för de andra kationerna, vilka därför komma att dominera i grundvattnet, och detta mer, ju längre distans vattnet har framsilat i marken. Kalcium, kalium och natrium äro naturligtvis under vattnets vandring även utsatta för joninträde- och jonutträde-processer, men dessa verka ifråga om dessa kationer mindre ensidigt, varför proportionerna mellan dem ej bli underkastade så stora växlingar.

Grundvattnets allmänna halt av elektrolyter.

Tabell 8 ger tillsammans med tabell 7 en möjlighet att bedöma grundvattnets allmänna elektrolythalt inom sådana terränger som Kulbäcksliden. En jämförelse mellan proven 1—16 i tabell 8 visar, att den elektrolytiska ledningsförmågan hos naturliga vatten inom trakten omkring Kulbäcksliden är mycket likformig, vare sig det är fråga om käll-, bäck- eller älvvatten. Om man gör det visserligen oriktiga men som hjälpmedel för en approximativ kalkyl tillåtliga antagandet, att ledningsförmågan orsakas av klorkalium, vars specifika ledningsförmåga i olika koncentrationer är mycket väl känd, kan man räkna ut normaliteten, d. v. s. koncentrationen av elektrolyter i de olika vattnen. Om man vidare gör det antagandet att halten av kationer fördelar sig på Ca, Na, K (och Mg) på samma sätt som i vatten nr 5 i tab. 7, så kan man räkna ut den ungefärliga mängden baser i de olika vattenproven. Om man slutligen gör det antagandet, att summan av de oorganiska ämnena över huvud taget förhåller sig till mängden kationer på samma sätt som i det anförda vattenprovet, kan man uträkna approximativa värden för mängden oorganiska ämnen i de vatten, vilkas ledningsförmåga blivit bestämd. Visserligen få de på detta sätt erhållna siffrorna, som äro återgivna i tabell 8, ej betraktas annat än som grova approximationer. De torde dock på ett riktigt sätt angiva storleksordningen och ge en möjlighet att jämföra de olika proven med varandra och andra vatten. Det måste härvid påpekas, att tvåvärdiga järnjoner i märkbar mängd ej förekomma i de vattenprov, som uttagits, med undantag av prov nr 4, som härrör ur en källa med järnhaltigt vatten.

En möjlighet till viss kontroll på beräkningsmetodens riktighet föreligger i ett fall, nämligen i fråga om Umeälvens vatten (nr 16, tab. 8), som undersökts av Hydrografiska byrån i augusti 1918 och befanns innehålla 25,6 mg/l oorganiska beståndsdelar, medan jag i fråga om ett prov, taget samma månad, av den elektrolytiska ledningsförmågan beräknat 23 mg/l, således i god överensstämmelse.

En jämförelse mellan tabell 8 och tabell 7 visar en alldeles överraskande enformighet i de undersökta vattnens halt av oorganiska ämnen, särskilt om man borträknar järnet, vilket, som ovan visats, varierar på sitt särskilda sätt. Ännu större blir likformigheten om man blott jämför halten baser eller kationer. Icke ens en nyss timad skogsbrand hade förmått öka elektrolythalten (prov 6 o. 10). Man har rätt att antaga, att grundvattnets allmänna halt av kationer (beräknade som oxider) rör sig ungefär mellan 5 och 10 mg/l och att därav en stor del till ungefär lika mängder fördelar sig på kalcium och natrium, en mindre del på kalium och magnesium, beträffande den senare en allt mindre del ju längre sträcka som vattnet har vandrat i marken. Någon grundväsentlig skillnad betr. halten av lösta ämnen mellan grundvattnet i humuspodsolterränger och järnpodsolterränger synes endast föreligga i fråga om humusämnen, syre och järn. Säkert alstras emellertid något mer lösliga elektrolyter i de förra terrängerna (åtminstone där torven är tunn) än i de senare. Den stora likheten i elektrolythalt hos humuspodsolens och järnpodsolens grundvatten står i den vackraste överensstämmelse med den stora likheten i allmän vittring som föreligger mellan järnpodsolerna och humuspodsolerna och som återspeglas i deras A_2 -horisonTERS sammansättning.

Sammanfattning av grundvattnets kemiska egenskaper i järnpodsolterränger och humuspodsolterränger.

Inom järnpodsolens områden uppkommer ett grundvatten som är friskt i smaken, färglöst och sålunda fritt från färgade humusämnen. Det innehåller per l c:a 5—10 mg baser, d. v. s. CaO , MgO , K_2O och Na_2O , samt i allt 13—25 mg oorganiska ämnen. Därtill kommer en mindre mängd färglösa organiska ämnen. Det är syrerikt, syrehalten är ofta 4—5 kbcn fritt syre per liter, vilket motsvarar ungefär halv mättning eller mer. Järn förekommer blott som spår, medan däremot avsevärda kvantiteter kiselsyra och antagligen små mängder aluminium förekomma, det senare ämnet i det fall att vattnet ej filtrerats någon längre sträcka i de lösa jordlagren.

Inom järnhumuspodsolens område skiljer sig grundvattnets sammansättning från den ovan beskrivna endast däri, att små mängder ferrojoner uppträda och syrehalten vanligen är något lägre.

Inom humuspodsolens område uppstår ett grundvatten, som på grund av den intensivare vittringen är något rikare på baser än järnpodsolens grundvatten. Vattnet innehåller därtill färgade humusämnen, järn, avse-

värda mängder aluminium samt ringa eller intet syre. Det har fadd smak. Uppträdande av tvåvärdigt järn sammanhänger med den reducerande miljön, dock kan i flera fall sekundärt syre intränga i grundvattnet, vilket då leder till oxidation av järn och i samband därmed avsättning av gleybildningar. Genom växelvis avsättning och återupplösning av svårslösliga järnföreningar synes järnhalten i vissa fall kunna anrikas i humuspodsolens grundvatten, så att verkligt höga koncentrationer (intill 0,04 gr per liter) uppstå. Detta sker i små bäcken, som mottaga en viss vattentillförsel från omgivningarna. Vid grundvattnets vidare framsilande i marken inom humuspodsolterrängerna transporteras järnet obehindrat som jon, så länge reducerande förhållanden råda, medan aluminium avsättes såsom positiv kolloid. Kiselsyran avsättes också ehuru i mycket mindre grad än aluminium, och en god del av densamma kommer ända ut i älvarna. Det senare gäller även kalcium och natrium, i något mindre grad kalium. Magnesium tyckes nästan fullständigt absorberas under transporten i jordlagren och sedan ytterst hårdnackat kvarhållas.

KAP. 9. Överblick över de jordmånsbildande processerna.

På grundval av det i det föregående meddelade materialet jämte tidigare arbeten är det nu möjligt att giva en allmän utredning av de jordmånsbildande processerna inom de undersökta terrängerna i Kulbäcksliden och Rokliden. Dessa processer äro dels av mekanisk-fysisk art, dels av kemisk-biologisk natur.

I. Mekaniska och fysikaliska processer i jordmånsbildningen.

Mekanisk vittring. Nedslamning av mineralpartiklar. I mitt arbete av 1920, kap. III, ha de mekaniska och fysikaliska processer, som utöva inverkan på de jordmånsbildande processerna inom järnpodsolterrängerna diskuterats. I järnpodsoler på sand och mjälblandad mo har mineraljordens översta lager en betydligt högre halt av finkorniga beståndsdelar än de undre lagren. Detta är sannolikt ett resultat av mekanisk vittring. I viss mån torde dock även den kemiska vittringen ha bidragit att framkalla den nämnda kornstorleksfördelningen. I moränmarker är det svårt att medelst mekaniska analyser påvisa ändringar i kornstorleksfördelningen, vilka åstadkommits genom vittringen, enär moränerna från början innehålla alla möjliga kornstorlekar, och emedan därtill primära skillnader beträffande den mekaniska sammansättningen ofta föreligga, vilka dölja vittringens resultat. Den mekaniska vittringen i järnpodsolmarker är så-

lunda i många fall svår att påvisa och har ej medfört tydliga ändringar i kornstorleksfördelningen.

De slutsatser, som ovan dragits betr. järnpodsolen, gälla i ännu högre grad de fuktiga terrängerna. Humustäcket är i dessa mäktigare och markvegetationen av yppigare växt än på de torra markerna. Temperaturväxlingarna måste därför i de fuktiga markerna vara mindre utpräglade och följaktligen också den mekaniska vittringen, som i huvudsak beror på temperatursvängningar omkring nollpunkten, varvid det frysande vattnet spränger sönder mineralkornen.

Nedslamning av mineralkorn är svag i moränmarker över huvud taget (TAMM 1920, sid. 90). Detta måste gälla även de fuktiga markerna, som genom sina relativt mäktiga humustäcken än mer än de torra äro skyddade mot hastigt nedsipprande vatten. De allra finaste mineralpartiklarna kunna dock säkerligen under vissa förhållanden dispergeras och transporteras ned med sjunkvattnet i samband med den allmänna kolloidtransporten nedåt, som leder till anrikningen i B-horisonen. En hållpunkt för att bedöma huruvida en nedslamning av mineralpartiklar sker, har man i jordens kemiska sammansättning. De finaste mineralpartiklarna bestå nämligen till stor del av glimmer, särskilt biotit (TAMM 1920, sid. 80), och således bör en anrikning av dem medföra en ökning av biotitens beståndsdelar: järn, magnesium, kalium och aluminium. De kemiska analyserna av B-horisoner (profilerna 1, 2, 3, 7 kap. 12) uppvisa emellertid, sedan de utfällda mängderna av humus, kiselsyra, aluminiumoxid och järnoxid avdragits, en mineralsammansättning som ej märkbart avviker från underlagets. Om någon nedslamning av mineralkorn verkligen förefinnes, har den således ej varit av sådan omfattning, att den gjort sig märkbar i analyserna. Någon skarp skillnad mellan mekanisk nedslamning av relativt stora partiklar och borttransport av dispergerade kolloidpartiklar förefinnes naturligtvis ej.

Rörelser i marken, orsakade av växter och djur. I järnpodsoler förekomma vissa rörelser, orsakade av växter och djur (TAMM 1920, sid. 93). Trädrötter borra sig ned i marken, träd blåsa omkull och draga därvid upp jord, djur kunna sparka upp jord, gräva o. s. v.

Alla dessa rörelser förorsaka här och var små ojämnheter i podsolprofilens utbildning, dels direkt, dels genom att urlakningen följer rotkanaler och andra håligheter. Det är givet, att alla dylika rörelser måste i stort sett vara mindre intensiva i de fuktiga markerna än i de torra. Rötterna tränga i de fuktiga markerna ej så djupt. Flera grävande djur föredraga torra jordar, det mäktiga humustäcket skyddar mineraljorden för allehanda mekaniska deformationer, rotkanaler tätas lätt av humuskolloider o. s. v. I överensstämmelse med de anförda företeelserna finner man

även, att de fuktiga markernas profiler, såsom humuspodsolerna, i stort sett äro betydligt mera regelbundet utbildade än de torra markernas järnpodsoler, d. v. s. blekjorden och även anrikningsskiktet variera ej så mycket i mäktighet från en punkt till en annan. Järnhumuspodsolerna intaga i detta fall liksom i så många andra en mellanställning.

Uppfrysningsrörelser. En viktig fysikalisk process i marken i Norrland är uppfrysningen. Denna är närmare beskriven (TAMM 1920, sid. 94) i fråga om järnpodsolmarkerna. Uppfrysning förmedelst pipkrakebildning, som lyfter upp jordpartiklar, svagare plantor o. s. v. är vanlig i all mark, som är befriad från vegetation och humustäcke och därtill rik på vatten under den tid lufttemperaturen varierar omkring 0°. I järnpodsolmarker är uppfrysningen framträdande i den mån materialet har den mekaniska sammansättning (mo, mjäla), som gynnar hastigt uppsugande och kvarhållande av vatten, om markvegetationen och humustäcket samtidigt äro svagt utvecklade. Härav förstås att uppfrysningen kan spela en stor roll i tallhedar, särskilt på mo- och mjärika marker (se närmare TAMM 1920, s. 95—98). Där markvegetationen är tät, d. v. s. där ett tätt och sammanhängande mosstäcke förefinnes, är uppfrysningen försvagad eller upphävd och spelar ingen nämnvärd roll som jordmånsbildande faktor. Därmed är naturligtvis ej sagt, att den ej kan vara både intensiv och utöva skadeverkan i sådd- och planteringsgropar, där man just har bortskaffat den skyddande markvegetationen.

I de fuktiga markerna (järnhumuspodsol, humuspodsol och gråblå sumpjordmån) äro utan tvivel fuktighetsförhållandena gynnsamma för uppfrysningsprocesser. Mineraljorden skyddas emellertid från pipkrakebildning av det relativt mäktiga humustäcket samt av markvegetationen, som bl. a. består av ett tätt mosskikt. Icke heller humustäcket synes visa några varaktiga spår av pipkrakerörelsernas inverkan, troligen till följd av markvegetationens skydd mot hastiga temperaturväxlingar. Så fort humustäcke eller mineraljord blottas, finnas emellertid de bästa möjligheter för pipkrakebildning liksom på blottad torv, där man ofta finner de vackraste uppfrysningsstrukturer. På markprofilens utbildning kan den nu nämnda formen av uppfrysning ej utöva någon inverkan.

Den tjälskjutning, som ofta spelar en stor roll i de norrländska vägarna (BESKOW 1929), har av allt att döma ingen större betydelse i skogsmark på morän och sand. I motsatt fall skulle den göra sig märkbar genom tillvaron av avslitna rötter samt genom krökningar på stammar av träd, som rubbats något ur sitt läge. Inom terränger av lättlera och mjäla i Norrland är det karakteristiskt, att barrträden ofta hava krökta stammar, särskilt i sluttningar, vilket man förklarat genom rörelser i marken t. ex. jordflyt-

ning. Troligen kan även tjälskjutning här spela en roll, ty på vägar, som anlagts å dylika avlagringar är den vanlig.

Ett fenomen, som möter i många olika slags marker, är uppfrysning av stenar. Olika forskare ha förklarat detta på något olika sätt (se HESSELMAN 1915, HAMBERG 1915 och BESKOW 1931). Måhända är det flere olika företeelser, som härvid kunna spela en roll. Det viktiga med hänsyn till de jordmånsbildande processerna är själva saken: att stenar vandra uppåt och det speciellt inom vissa fuktiga marker. Några exempel på dylik stenuppfrysning skall här nedan beskrivas.

På Kulbäckslidens försökspark finnes inom moränområdet ovan M. G. en kittelformig fördjupning med 50—80 m:s diameter. Moränen är mycket stenig och blockrik och därför genomsläpplig. Om våren vid snösmältningen fyller sig den lilla kitteldalen med vatten, som längre fram på sommaren snabbt sjunker ned i marken. I kitteldalen har marken så småningom blivit betäckt med större och mindre kantiga stenar, vilka var och en ligga fritt liksom i en liten håla och vilka tydligen ha frusit upp ur moränen under årstider, då vattenståndet varit högt och temperaturen varierat omkring 0°. Marken klädes av en sparsam, fuktighetsälskande vegetation bl. a. av brunmossor, och ett tunt, gytteartat humustäcke har utbildat sig, under vilket man träffar en 15—20 cm mäktig, grå blekjord och en brun B-horisont.

I torvmarkers kantzoner mot högre liggande fastmark träffas ofta stenblock liggande i hålor, som delvis äro vattenfyllda, i fall ej stark torka tillfälligtvis råder. Det förefaller uppenbart, att det är uppfrysning, som lyft upp blocken något ur markytan. I själva fastmarken, där grundvattnet står lägre, synes ej denna form av uppfrysning förekomma, åtminstone ej i den omfattning att man lägger märke därtill. Däremot är det känt, att stenar vandra uppåt i moränåkrar, d. v. s. marker, som ej äro skyddade av ett humustäcke och tidvis ej heller av vegetation och som vissa tider kunna vara vattenmättade ovan tjälen, vilken kan vara mycket kraftigt utbildad i vegetationsfri mark.

För jordmånsbildningen i torvmarkers kantzoner (med lutning från fastmarken mot torvmarken) torde stenuppfrysning spela en viss roll och där förorsaka oregelbundenheter i profilens utbildning. Så fort humustäcket blir mäktigare, tyckes uppfrysningen emellertid endast rå med större block, som redan sticka upp i markytan och som lyftas i sina hålor, så att resultatet blir som ovan beskrivits. Några säkra tecken till uppfrysning av mindre stenar i kantzoner har jag faktiskt ej iakttagit. Troligen fordrar denna att humustäcket är mycket tunt såsom i den ovan omtalade kitteldalen.

Emellertid tyckes en stenuppfrysning i vissa grundvattenbetonade marker på ett tidigare stadium ha spelat en icke obetydlig roll, nämligen på många av de ytor som kännetecknas av gråblå sumpjordmån med mäktig torv. Den gråblå sumpjordmånen på morän har nämligen som nämnts

ovan (sid. 215) ofta ett stenskiikt på moränens yta i torvens bottenlager. Med tillämpning av de iakttagelser, som ovan omtalats, kan man draga den slutsatsen, att detta stenskiikt uppstått genom uppfrysning under det tidsskede då torven ännu var mycket tunn och grundvattnet stod i markytan (jfr sid. 217). Så måste faktiskt förhållandena ha gestaltat sig på många av dessa platser omedelbart efter inlandsisens avsmältning, och allt talar sålunda för att stenskiikten tillkommit då. Vi torde således här ha att göra med en subfossil uppfrysningssmark. I och med att torven började bildas och tillväxa i mäktighet avstannade snart uppfrysningen.

Jordflytning Denna process synes i de fuktiga moränmarkerna ej spela någon roll, för så vitt man ej gräver diken i dem, varvid moränen ej sällan flyter ihop från dikesslänterna. Denna jordflytning är en direkt följd av människans störande ingrepp i de rådande jämnviktsförhållandena. Troligen spelade jordflytning en viss roll i moränerna under tiden närmast efter inlandsisens avsmältning innan allt ännu hade hunnit komma i jämnvikt. Förekomsten av en mängd moränfria hållar i sluttningar, belägna ovanför marina gränsen och inom områden, som ej undergått någon vattenspolning, kunna bäst förklaras genom antagande av tidigare jordflytningsprocesser. Att nu för tiden jordflytningen ej spelar någon roll för de jordmånsbildande processerna inom moränområdet kommer bäst till synes genom jämförelse med verkliga flytjordar (mjälor och lättleror), på vilka markprofilen i stor utsträckning blivit utplånad tack vare flytprocesser. Sådan lokal jordflytning, som förekommer i lavrika tallskogar (TAMM 1920, sid. 96) saknas inom de fuktiga markerna, där utan tvivel den kraftigare markvegetationen och det mäktigare humustäcket lägga hinder i vägen för densamma.

II. Kemiska processer i jordmånsbildningen.

De vid de kemiska jordmånsbildningsprocesserna verksamma agensen komma dels från atmosfären, dels från humustäcket, där avfallet från det organiska livet bearbetas av allehanda lägre organismer och därvid alstrar ämnen, som på olika sätt äro kemiskt aktiva. Dessutom ingriper det högre växtlivet själv på olika sätt i de kemiska förloppen både genom sin betydelse för markens vattenhushållning och direkt förmedelst rötterna. Man kan därför om man så vill i stället för kemiska processer tala om kemisk-biologiska.

Humustäckets roll.

Humustäcket och marktemperaturen. Det är självklart att ett mäktigt humustäcke, som, om det ej är mättat med vatten, alltid är något

poröst och föga värmeledande, skyddar den underliggande mineraljorden mot starka temperaturväxlingar. I vattenmättat tillstånd är visserligen värmeledningsförmågan betydligt större än i torrt tillstånd (KARSTEN, 1912), men i detta fall kommer vattnets egen stora värmekapacitet att verka reglerande på temperaturändringar. Av allt detta följer, att de fuktiga markerna med deras mäktigare humustäcken hava en mera jämn temperatur än de torra, och att de aldrig kunna uppvärmas till samma höga värmegrader som t. ex. marken i en lavrik tallskog med tunn humus. Eftersom de fuktigare markerna under varmare årstider genom avdunstning förlora mera vatten än de torra, böra de av denna anledning även hålla sig genomsnittligt kallare än dessa, enär avdunstningen binder stora värmemängder. Om själva marktemperaturen skulle fälla utslaget för de kemiska processernas intensitet i marken, skulle sålunda de fuktiga markerna vara mindre kemiskt aktiva än de torra. I själva verket äro de något fuktiga markerna vanligen mera kemiskt aktiva än de torra, vilket framgår av de kemiska jordmånsbildningsprocessernas resultat och väl även av vegetationen. Detta beror på att de kemiska processerna i marken fordra en viss vattentillgång. Mycket fuktiga marker bli mindre aktiva på grund av bristande genomluftning, det vill säga syrebrist. Man kan emellertid skönja temperaturens direkta inflytande, om man jämför marker av någorlunda samma fuktighetsgrad. Sålunda är en fuktig sydsluttning vanligen mycket växtligare än en fuktig nordsluttning. Man bör däremot ej jämföra en mer eller mindre fuktig nordsluttning med en torr sydsluttning. Den senare är ofta nog beväxad med en relativt svagväxande tallskog, och markprofilen visar en svag podsolering. Här är det torkan, som fäller utslaget. Sydlutar, som tack vare vattentillförsel uppifrån hållas ständigt fuktiga, äro de växtligaste av alla marker och hava en ytterst gynnsam humusbildning. Stundom får jordmånsbildningen på sådana lokaler en rent sydlig karaktär (s. k. sydberg, se härom G. ANDERSSON och S. BIRGER 1912, sid. 52—68). Alla gradskillnader mellan egentliga sydbergsförhållanden med av gynnsam markfuktighet präglad vegetation och vanliga, torra sydlutar förekomma.

Humustäcket och nederbördsvattnet. Humustäcket har en viktig roll vid regleringen av den mängd nederbördsvatten som sipprar ned i marken. Om humustäcket är genomsläppligt, vilket alltid i högre eller lägre grad är fallet, när detsamma är tunt, torde en stor del av den nederbörd, som faller på marken, också tränga ned i mineraljorden. Om humustäcket är tätt, förmår praktiskt taget intet vatten tränga ned igenom detsamma, utan vattenöverskottet avrinner på själva humuslagret och i dess översta skikt. I allmänhet äro de humustäcken, som uppnått en mäktighet av 30 cm så gott som ogenomsläppliga för vatten i de

undersökta trakterna. Det har nämligen i deras bottenlager utbildat sig ett tätt, dyartat skikt. De normala, kemiska jordmånsbildningsprocesserna i mineraljorden kunna naturligtvis ej försiggå under ett för vatten ogenomsläppligt humustäcke. Alla övergångar mellan starkt genomsläppliga och helt ogenomsläppliga humustäcken förefinnas.

Humustäcket och markens genomluftning. Såväl bland forskare som bland praktikens män har mycket ofta den uppfattningen gjort sig gällande, att ett mäktigt råhumustäcke i hög grad hindrar markens genomluftning. Som ROMELL (1922, sid. 200—208) visat, är detta felaktigt så till vida som ett torrt humustäcke icke nämnvärt förmår hindra genomluftningen i marken ovan grundvattennivån. Denna genomluftning försiggår huvudsakligen genom diffusion. Däremot kan ett mer eller mindre torrvartat humustäcke, som är genomdränkt med vatten, till en del utestänga luften. Av ROMELLS undersökningar jämte av vad som anförts i kap. 5 (se sid. 217—223) kan man sluta, att den atmosfäriska luften endast blir helt utestängd från mineraljorden vid de tillfällen, då grundvattnet når upp till humustäcket.

Som allmän slutsats må framhållas, att i de torra markerna utspelas de jordmånsbildande processerna inom mineraljorden i oxiderande miljö. I de fuktiga markerna, där också grundvattnet ofta är syrefattigt eller syrefritt och dessutom rikt på reducerande ämnen (se sid. 263), är mineraljordens miljö än reducerande, än oxiderande. Om mineraljordens grundvatten praktiskt taget ständigt når upp till humustäcket, är mineraljordens miljö ständigt reducerande, för så vitt icke grundvattnet är syrehaltigt och befinner sig i stark rörelse.

Humustäcket såsom leverantör av vittringsagens. Vittringen i podsoler är en sönderdelning av mineralen framför allt under inflytande av i vatten lösta, sura ämnen, som komma från humustäcket och som säkerligen till väsentlig del äro identiska med de syror som ODÉN (1919 sid. 29) benämnt huminsyror (se sid. 286). Humustäckets förmåga att producera syror belyses av den starkt sura reaktion, som härskar i marken trots en rätt stark utlösning av basiska ämnen ur mineralen genom vittring.

Tack vare HESSELMANS (1925) undersökningar har vår kännedom om humustäckets sura egenskaper vidgats betydligt. Först och främst har han visat att reaktionstalen (p_H) i norrländska råhumustäcken, såväl mera torra som fuktigare, i allmänhet variera mellan 3,5 och 4,5. Även några torvprov (från Sanna i Ångermanland, anf. arbete sid. 455) befunnos vara lika sura. Endast å vissa platser, som kännetecknas av högt, rörligt grundvatten fann han ett avsevärt högre reaktionstal liksom i kalkpåverkade marker. Mina i kap. 12 meddelade bestämningar av reaktionstalen

i olika markprofiler stämma väl överens med HESSELMANS värden. I A_2 -horisonterna, där vittringen framför allt försiggår, är ett reaktionstal av omkring 4 vanligt. I starkt fuktiga marker med högt grundvatten (humuspodsol med svag anrikning, gråblå sumpjordmån) stiger det gärna till inemot 5 i lagret närmast under humustäcket och om detta är mäktigt ännu något högre. Likaså stiger reaktionstalet i markprofilens djupare lager till 5—6, vilket även stämmer med HESSELMANS mätningar. Med dessa stämma även nära överens undersökningar i grannländerna, Finland (se BRENNER 1924) och Norge (se GLÖMME 1928).

De för skogsträdens växtbetingelser utomordentligt viktiga olikheter hos olika humustäcken i avseende på halten av sura och basiska buffertämnen, som påvisats av HESSELMAN (1925), äro säkerligen även av betydelse för vittringen i olika marker. De sura buffertämnen, som karakterisera många humustäcken enligt HESSELMAN, utgöra otvivelaktigt till stor del just de vid vittringen verksamma huminsyrorna. Emellertid framstår vid observation i naturen dessa de olikartade humustäckenas inflytande på vittringen och jordmänsbildningen ej på ett klart och entydigt sätt. Detta sammanhänger dels och framför allt med att markprofilen med dess vittringsskikt är resultatet av processer, som försiggått under många tusen år, under vilka humustäckets egenskaper undergått flere förändringar, speciellt som följd av då och då inträffade skogsbränder, dels också med andra orsaker.

I detta sammanhang förtjäna sålunda även följande omständigheter att beaktas. Ett humustäcke, inom vilket en viss stagnation i omsättningen har inträffat, är enligt HESSELMAN (1926, sid. 272 och 372) fattigt på basiska buffertämnen men rikt på sura sådana eller med andra ord rikt på sådana ämnen som äro verksamma vid podsolvittringen. Ett sådant humustäcke kan lämpligen benämnas inaktivt. Ett aktivt humustäcke däremot, d. v. s. ett sådant, som enligt HESSELMAN utmärkes av stark omsättning, är enligt samme forskare rikare på basiska buffertämnen, d. v. s. fattigare på fria syror. Detta innebär alltså, att ett aktivt humustäcke bör innehålla mindre mängder fria huminsyror per viktsenhet humus än ett inaktivt. För vittringen är det emellertid produktionen av huminsyror per areal och tidsenhet som är det avgörande, och det är därför alls ej givet, att ett inaktivt humustäcke skall verka starkare vittrande än ett aktivt, för så vitt detta senare ej är så rikt på basiska ämnen, att produktionen av fria huminsyror är alldeles hämmad. De marker som ha aktiva humustäcken ha nämligen en relativt frodig vegetation, som levererar en riklig mängd råvara till humusbildningen, och därför kan produktionen av huminsyror per arealenhet vara stor, ja eventuellt lika stor som i en mark med ett inaktivt humustäcke. Såväl

med ett humustäcke av den ena eller den andra sorten kan sålunda vittningen vara stark.

De anförda synpunkterna torde bidra att förklara, varför man inom de fuktiga markerna lika litet som inom de torra kan skönja något direkt samband mellan å ena sidan vittringshorisonternas mäktighet (och vittringsindices) och å andra sidan humustäckens kvalitet, vilken någorlunda kan bedömas av vegetationen. Vittringsindices kunna naturligtvis endast bedömas i fråga om sådana profiler, av vilkas A_2 -horisont kemisk analys utförts. Blott i de fall, då humustäcket under inflytande av starkt rörligt grundvatten eller kalk antager karaktären av mild humus med livlig omsättning, och starkt örtrik markvegetation förefinnes, får markprofilen en annan karaktär, blekjorden blir svagt utbildad, reaktionstalet högre och hela jordmånstypen närmar sig brunjorden.

Om sålunda något direkt samband mellan olika humustäckens biologiska kvalitet och vittringshorisonternas mäktighet i vanliga fall ej kan skönjas, så råder, som redan ovan framhållits, ett mycket tydligt samband mellan humustäckets genomsnittliga mäktighet och vittringshorisontens (A_2). Detta illustreras av tabell 9.

Tab. 9. A_1 - och A_2 -horisonternas ungefärliga medelmäktighet i olika profiltyper.
Die durchschnittliche Dicke der A_1 - und A_2 -Horizonte in verschiedenen Profiltypen.

	A_1 Humustäcke cm	A_2 Blekjord cm
Skarpmarkspodsol	1—2	2—3
Sehr trockener Eisenpodsol		
Friskmarkspodsol i övre Norrland	5—10	10—13
Normaler Eisenpodsol		
Humuspodsol med humustäcke < 30 cm	15—30	15—16
Humuspodsol mit Humusdecke < 30 cm		

Vid en mäktighet av över 30 cm hos humuslagret avtrubbas eller upphör, såsom ovan nämnts, podsoleringen, och A_2 -horisontens mäktighet ökas ej.

Kemisk vittring.

Vittring i A_2 -horisonten. I A_2 -horisonten försiggår en ganska intensiv kemisk vittring, som tillgår så, att de allra flesta markmineral utom kvarts upplösas fullständigt i de nedåtsippande huminsyrehaltiga lösningarna utan att kvarlämna några olösliga vittringsprodukter i det skikt där upplösningen försiggår (TAMM 1920, s. 105). Det nu före-

liggande nya analysmaterialalet (se kap. 12) bekräftar fullständigt denna uppfattning och visar att vittringen i de fuktiga markerna tillgår på ungefär samma sätt som i de torra. Detta är också helt naturligt, ty de fysikalisk-kemiska betingelserna i de torra och de fuktiga markerna skilja sig ej nämnvärt beträffande sådana egenskaper, som inverka på silikat-mineralens löslighet. Att fältspater i sura medier ($p_H = 3-6$) sönderdelas utan att efterlämna någon (aluminiumrik) rest har jag visat experimentellt (TAMM 1929). Detta stämmer utmärkt med de resultat som granskningen av vittringen i naturen har givit.

Vittringen angriper i första hand apatit och de järn- och magnesirika mineralen såsom biotit, härefter plagioklaser och i sista hand kalifältspat, mikroklin (TAMM 1920). I Kulbäcksliden, där berggrunden inom ett stort område utgöres av biotitgnejser, kan man vara säker på att den i analyserna funna halten av järn och magnesium till stor del är till finnandes just i biotit. Men detta mineral innehåller också något kali, som tydligen också går i lösning tillsammans med järnet och magnesian. Härav följer att det andra kalimineralet av betydelse, mikroklin, måste vara proportionsvis ännu något mera svårsönderdelbart i marken, än vad analysernas kalivärden ge vid handen (jfr även GOLDSCHMIDT och JOHNSON 1922). Det må här än en gång påpekas att järnet, som i jordanalyserna är angivet som Fe_2O_3 , säkerligen till stor del utgöres av FeO . I biotit finnes i varje fall båda slagen och vanligen mera tvåvärdigt än trevärdigt. Vid vittringen måste båda slagen frigöras, och eftersom små mängder järn hårdnackat motstå oxidation i markvätskan (se sid. 263), är det troligt, att de små mängder järn, som finnas i järnpodsolens grundvatten (jfr sid. 259), befinna sig i tvåvärdigt stadium, d. v. s. som ferrojoner och därför kunna vandra ganska obehindrat. Det torde vara dessa, som ge upphov till de svaga gleyhorisonter, som träffas i järnpodsoler.

Den bästa överblick över olika ämnens förhållande vid vittringen får man genom att taga medeltalet av deras vittringsgrader (se sid. 184) i olika profilers A_2 -horisonter. Nedanstående sammanställning visar dylika medeltal från 14 profiler, dels alla i denna avhandling meddelade (kap. 12), dels ytterligare fem från mitt arbete av 1920. Inom parentes ha bifogats de markmineral, som i huvudsak motsvara de olika ämnena:

SiO_2	23,3 %	(Ett flertal silikat)
TiO_2	8,4	(Titanit m. fl. mineral)
Al_2O_3	24,9	(Fältspater, biotit m. fl.)
Fe_2O_3	59,2	(Biotit och andra mörka mineral)
MgO	65,5	(Biotit och » » »)
CaO	33,6	(Fältspater, hornblende, apatit m. fl.)

Na ₂ O	22,3 %	(Fältspater)
K ₂ O	10,7	(Mikroklin, biotit)
P ₂ O ₅	91,7	(Apatit)

Det bör anmärkas att SiO₂ avser här endast den i silikat bundna kisel-syran, eftersom kvartskiselsyran ej angripes vid vittringen. Värdet för fosforsyran härrör endast ur 6 profiler.

Den meddelade sammanställningen torde ge det hittills bästa uttrycket för olika ämnens tendens att vittra i starkt sura jordar. Den visar även att det ännu finnes kvar i A₂-horisonterna stora förråder av de relativt lättvittrande beståndsdelarna utom fosforsyra, som nästan helt har försvunnit. I och med att vittringen fortskrider kommer den kemiska sammansättningen i A₂-horisonterna att småningom närma sig kvartsens, men detta slutmål är för nordsvenska podsolprofiler mycket avlägset. Allteftersom A₂-horisonten utarmas på lösliga beståndsdelar, måste tydligen huminsyrorna slå sig på de svårsligare. Dessa finnas i betydligt större mängd, och den fortsatta vittringen kommer ej att manifesteras sig som ett tillväxande i mäktighet hos det vittrande skiktet utan huvudsakligen som ett inre upplösningsarbete inom detsamma (TAMM 1920, s. 231). Denna av mig tidigare uppställda teori bestyrkes av det nu nytillkomna analysmaterialet och gäller sålunda även för de fuktiga markerna. Beträffande dessa gäller dock även att vittringen kan i och med torvens progressiva mäktighetstillväxt nästan helt avstanna (se sid. 211).

Vittring i B-horisonten. B-horisonten är ett skikt, som väsentligen karakteriseras genom avsättning av kolloida vittringsprodukter och humus. Teoretiskt måste dock någon vittring föregå även där, eftersom reaktionen är starkt sur. Frågan är om den vittring, som förefinnes, är av den omfattning, att den ger sig till känna i analyserna.

Om de medelst oxalatmetoden bestämda mängderna av järn, aluminium och kisel-syra samt humushalten subtraheras från en totalanalys av en B-horisont, så representerar resten dennas mineraliska komponent, och på denna restanalys kan tillämpas samma beräkningsmetod som på blekjordsanalyserna, vilken leder till beräkning av vittringsgrader. Härvid må påpekas att mängden absorberade baser (kationer) troligen är så liten, att den kvantitativt ej spelar någon märkbar roll i beräkningen, där den eljest skulle representera en felkälla (jfr nedan och sid. 291). För att söka bedöma huruvida analyserna av B-horisonterna verkligen ådagalägga någon vittring har jag alltså på det angivna sättet beräknat medeltalet för olika

ämnens vittringsgrader i de sju prov, av vilka fullständiga analyser föreligga (B-horisonter från profilerna 1, 2, 3, 4 och 8). Nedanstående sammanställning visar vittringsgraderna för olika ämnen:

SiO ₂	3,7 %
TiO ₂	—6,5
Al ₂ O ₃	3,3
Fe ₂ O ₃	0,7
MgO	5,5
CaO	4,3
Na ₂ O	4,4
K ₂ O	—0,7
P ₂ O ₅	13,0

SiO₂-värdet avser endast den silikatiskt bundna kiselsyran.

För alla ämnen utom titan och kalium framkom på detta sätt en positiv, ehuru till storleken obetydlig vittringsgrad, d. v. s. beräkningen antyder, att en viss, ehuru obetydlig upplösning av det ifrågavarande ämnet har försiggått. TiO₂ och K₂O gävo negativa vittringsgrader, nämligen resp. —6,5 och —0,7 %. Titans förhållande förklaras genom att små titan-mängder absorberas tillika med aluminium och järn såsom kolloid i B-horisonten, vilket visas av att oxalatextraktet pläga innehålla små mängder titan, vilka dock i regel ej blivit bestämda. Av kationerna hör kaliumjonen till dem som allra lättast kvarhålls genom absorption. Det är sålunda antagligt, att just titan och kalium kvarhållas av kolloiderna i B-horisonten, vilket torde influera något på beräkningen.

Vittringsindices (se sid. 184) för de sju B-horisonterna ha även uträknats efter avdrag av kolloiderna. Dessa indices äro resp. 11, 10, 8, 0, 5, —14 och 16 eller i medeltal +5,1. Även dessa värden antyda sålunda att en viss vittring har försiggått i B-horisonterna. Att vittringsindex i ett fall fått negativt värde, liksom att vittringsgrader i enstaka fall (se kap. 12) bli negativa, är ej förvånande. Det sammanhänger utan tvivel med de små mineralogiska skiljaktigheter som alltid föreligga mellan tvenne jordprov, även om de äro uttagna alldeles nära varandra (jfr sid. 225). Alltför små differenser, som förorsakats av vittringen, kunna därför vanligen ej säkert skönjas. Medeltalen äro däremot säkrare än de enskilda bestämningarna, men på grund av det framlagda materialets litenhet äro ej ens de fullt säkra. Den omständigheten att siffrorna för alla ämnen utom titan och kalium (se ovan) gå i en och samma riktning talar dock starkt för att en obetydlig vittring verkligen försiggår i B-horisonterna.

Vittring i C-horisonten, d. v. s. i underlaget. I mitt arbete av 1920 sökte jag visa, att ingen märkbar vittring försiggår i lagret under B-horisonten (1920, s. 75). Det nytillkomna analysmaterialet har icke på någon punkt rubbat denna slutsats. Dock måste av teoretiska skäl även där en vittring anses förekomma, eftersom surhetsgraden ännu är tämligen hög ($p_H = 5-6$). Även måste man antaga att växtrötterna i någon mån sönderdela mineralkornen. I kap. 8 har visats, att vissa absorptionsföreteelser beträffande magnesium och andra kationer måste försiggå i underlaget vid grundvattnets transport genom detsamma. Här måste sålunda förefinnas flere slag av kemiska reaktioner och omsättningar, vilkas resultat dock är ytterligt svårt att påvisa medelst kemisk analys. I på lösliga salter ytterligt fattiga podsoljordar är det emellertid troligt, att den av växtrötterna direkt förorsakade vittringen skall spela en icke obetydlig roll för växtligheten. I så fall skulle vegetationen själv till en viss grad ha möjlighet att skapa sin försörjning av minerala näringsämnen, om fuktighets- och kvävebehovet blivit tillgodosedda. Våra friska, av vittringen (utom i markens översta skikt) nästan fullkomligt oberörda lösa jordlager representera under sådana förhållanden en rik och outtömlig källa av minerala näringsämnen. Markens mineralogiska sammansättning säger då långt mer om markens inneboende möjligheter för skoglig produktion än kemiska bestämningar av mineraljordens halt av lösliga salter, vilka blott i obetydliga mängder bildas vid vittringen och försvinna genom rötternas upptagande eller genom uttvättning så gott som omedelbart efter sedan de bildats.

Inom den gråblå sumpjordmänen når C-horisonten med ett relativt högt reaktionstal ända upp till humustäcket, varjämte någon borttransport av vittringsprodukter endast ytterst långsamt äger rum. Detta förklarar, varför ingen energisk vittring sker, men man måste av teoretiska skäl anse att även här mycket långsamma upplösningsprocesser försiggå, vilka ej tydligt kunnat skönjas.

Tidigare har visats, att de finaste beståndsdelarna i moränernas djupare lager äro mycket aluminiumrika, vilket tyddes såsom ett resultat av en vittring vid moränernas bildning (TAMM 1920, s. 85) och vilket ytterligare bekräftades genom en experimentell undersökning (TAMM 1925 b). Även på större djup i marken förekomma små aluminiummängder, lösliga i surt ammoniumoxalat (se sid. 293), vilka måhända till en del kunna tolkas såsom resultat av denna tidigare vittring.

De i marken vandrande humusämnenas natur.

ODÉN (1919) har givit en historisk och experimentell utredning angående huminsyror och humusämnen över huvud taget, till vilken här må hän-

visas. Han indelar (anf. arbete, s. 31—33) humusämnen i följande grupper:

1. Humuskol eller i alkaliska vätskor svårlösliga, mörkfärgade, amorfa substanser utan tydligt sura egenskaper.

2. Vattenlösliga, svagt guldfärgade syror, som med vatten bilda äkta lösningar: Fulvosyror.

3. Alkohollöslig syra av brun färg: Hymatomelansyra.

4. En i vatten svåröslig, mörkt färgad syra: Humussyra, som likt kiselsyra kan bilda kolloidala lösningar med vatten och vars alkalialter är lösliga. Humussyran själv är olöslig i alkohol.

Det möter inga svårigheter att konstatera, att de humusämnen som förekomma i markvätskan och vandra med denna, förhålla sig som vissa av ODÉNS syror. Alla grund- och källvatten innehålla som bekant humusämnen (se även tabell 7, sid. 260). Källvattnen såväl som ur järnpodsoler uppumpade vatten är färglösa och friskt smakande men innehålla dock en viss mängd humusämnen (se analys 1 i tab. 7), vilka förmodligen stå nära ODÉNS fulvosyror, ehuru de tyckas vara alldeles färglösa. Antagligen ha de relativ låg molekylarvikt och bilda äkta lösningar, varigenom förklaras att de kunna vandra långa sträckor i marken, utan att fullständigt avsättas. Dock finnas alltid små mängder färglösa, vattenlösliga humusämnen (TAMM 1920, s. 104), avsatta även i moränernas djupare delar, långt under jordmånshorisonterna. Sannolikt är dessa humusämnen identiska med de i källvatten förekommande humusämnena.

Det humusämne, som utmärker torvmarkernas brunfärgade avloppsvatten, vilka alltid ha fadd smak, torde vara identiskt med ODÉNS mörkfärgade humussyra. Det är att märka, att en sådan färg aldrig träffas hos källvatten, som framrinner ur mineraljord, även inom verkliga försumpnings-terränger.

Såsom exempel må nämnas de svaga vattenådror, som ge upphov till den s. k. järnkällan å försöksfältet å Kulbäcksliden (se fig. 36 och sid. 236). Samma iakttagelse har jag gjort beträffande från sumpmarker kommande källådror i olika delar av Sverige. Det mest anmärkningsvärda bland dessa är en källa med starkt järnhaltigt vatten å Tönnersjöhedens försökspark i Halland, som har ett alldeles färglöst och friskt men starkt järnsmakande vatten. Den har avsatt omkring sig en betydande avlagring av järnockra. Källan framspringer ur en lågt liggande terräng av rullstensgrus, som i stor utsträckning är betäckt med torvbildningar. I detta fall borde om någonsin humuskolloider från torven medfölja grundvattnet, som uppenbarligen ej är i tillfälle att filtreras genom några finkorniga mineralsediment.

Av det anförda kan man sluta, att det mörkfärgade humusämne, som torde kunna identifieras med ODÉNS färgade humussyra, kvantitativt fasthållas av marken vid vattnets framsilande. Särskilt effektivt bliva sådana

humusämnen kvarhållna i de fuktiga markernas B-horisonter, om ej grundvattennivån ligger så högt, att kolloidtransporten nedåt förhindras. ODÉNS humussyra innehåller i allmänhet 1—2 % kväve, i fall den ej underkastats en omsorgsfull reningsprocess. De i podsolprofilernas B-horisonter och även i A₂- och C-horisonterna kvarhållna humusämnena ha även en kvävehalt av c:a 1—2 %. Även i åtskilliga andra avseenden överensstämma dessa humusämnen med ODÉNS humussyra. Sålunda giva jordprov från humusrika skikt med ammoniak en svartbrun lösning, varvid den sammanfattande humusen helt upplöses, kvarlämnande ett grått mineralpulver. Med alkohol fås däremot en ofärgad vätska, vadan de ifrågavarande humusämnena synas vara olösliga i detta ämne. Fullständigt kvarhållas emellertid ej de färgade humusämnena i humuspodsolernas B-horisonter, ty det ur dylika marker direkt från lagret under B-horisonten uppumpade grundvattnet har en svagt gul färg, dock långt svagare än torvlagrens eget avloppsvatten (jfr nr 2, tab. 7, sid. 260). Först genom något längre transport av grundvattnet i marken blir alltså absorptionen av de färgade humusämnena fullständig.

Huruvida ODÉNS humussyra även uppkommer i järnpodsolerna är ej lika klart. I så fall måste den tydligen fullständigt kvarhållas i B-horisonten (jfr s. 259), som med ammoniak ger en relativt svagt färgad vätska, med alkohol en ofärgad. Mot olikheter i de reagerande humusämnenas natur inom de torra och de fuktiga markerna talar den kontinuerliga övergången mellan olika profiltyper i torvmarkers randzoner, varjämte råmaterialet för bildningen av humusämnena, d. v. s. förnan av träd, ris, mossor och örter, kemiskt sett måste vara ganska likartad och därför med sannolikhet ge upphov till liknande produkter.

Jag anser det sålunda vara sannolikast, att de humusämnen, som känneteckna järnpodsolens B-horizont, äro av samma natur som de, vilka finnas i humuspodsolens B-horizont, och att skillnaden således endast är av kvantitativ art. Tack vare den relativt ringa mängden av humusämnen inom järnpodsolens kan deras färg döljas av järnföreningarna.

De i marken vandrande oorganiska ämnenas natur.

Det är utan vidare klart att magnesium, kalcium, natrium och kalium i markvätskan förekomma såsom kationer, de utgöra den anmärkningsvärt konstanta (jfr tab. 6—8) halten av vattnets basiska beståndsdelar, bland vilka även tvåvärdigt järn stundom uppträder. Motsvarande anioner torde framförallt utgöras av HCO₃-joner, ev. kiseltsyre-joner eller aluminium-kiselsyrors joner och organiska syrors anioner. Bland de senare torde inom markprofilens övre del förekomma humussyrans jämte fulvosyrors

anioner, i dess undre del företrädesvis fulvosyrors anioner. Därtill uppträda mycket små mängder SO_3 -joner samt ännu mindre mängder klor- och fluorjoner, bildade vid apatitens vittring. NO_3 -joner böra förefinnas efter elektriska urladdningar i atmosfären, men upptagas väl omedelbart av vegetationen. Halten elektrolyter över huvud taget i nordsvenska podsolers vatten är extremt låg utom i vissa undantagsfall med hög järnhalt (se kap. 8, tabell 7—8), likaså är elektrolythalten i källor och älvar lägre än inom de flesta andra länder. Orsaken härtil är dels frånvaron av relativt lösliga markmineral såsom kalcit, dels det kalla klimatet.

Kiselsyran torde i markvätskan förefinnas såsom kolloid, övertvägande med negativ laddning och kanske även som jon. Den har stor förmåga att vandra och når i betydande mängd ut till vattendragen, samtidigt som den till någon del utfaller i marken överallt, där andra kolloider fallas ut. Aluminium förekommer med all sannolikhet både såsom jon och som Al_2O_3 -kolloid, mellan vilka en jämnvikt förefinnes. Vid stigande p_{H} -värde överföres alltmera aluminium till kolloid, vid $p_{\text{H}}=6$ är denna process fullbordad. Detta har troligen betydelse för aluminiums sätt att utfällas, ty å lägre nivåer i marken är p_{H} -värdet högre. Detta förklarar att aluminium starkt kvarhålls vid längre transporter på lägre nivåer i marken och att endast obetydliga mängder därav nå vattendragen (jfr sid. 273). Som kolloid är aluminiumoxiden sannolikt positivt laddad, vilket förklarar dess effektiva kvarhållande i marken i motsats mot kiselsyra (jfr SAHLBOM, 1910).

Järnet förekommer såsom ovan framhållits både som tvåvärdiga joner och som trevärdig, positivt laddad Fe_2O_3 -kolloid, troligen även som trevärdiga joner i jämnvikt med kolloid. Såsom kolloid kvarhålls detsamma mycket effektivt i B-horisonten i analogi med aluminium, som tvåvärdig jon vandrar det långa sträckor. Dessutom förekomma i markvätskan små mängder mangan samt naturligtvis även andra i markmineralen förekommande grundämnen.

Anrikning av kolloider m. m. i markprofilens olika lager.

Anrikning av humus i mineraljorden närmast under humustäcket. Inom humuspodsolmarkerna är mineraljorden närmast under humustäcket, alltså A_2 -horisonten, ej sällan ganska starkt anrikad på humuskolloider, vartill komma små mängder aluminium och stundom även järn. De senare ämnena spela dock blott rollen av föroreningar, deras tillvaro är naturlig, ty varest en kolloid rikligt avsätter sig i marken, träffas undantagslöst även små eller stora mängder av andra sådana.

I den gråblå sumpjordmånen sker knappast någon nedåtströmning av vatten från humustäcket till mineraljorden, i varje fall ej i större utsträckning (se sid. 225). Humusämnen förekomma dock även i denna jordmåns-typ såsom impregnation i mineraljordens närmast under torven befintliga skikt, där de ofta utgöra 2—3 %, stundom ännu mera av jordens massa. Halten avtager dock mycket hastigt nedåt.

Det förefaller sannolikt, att humusämnen i den gråblå sumpjordmånen transporteras ned i mineraljorden genom diffusion under tider då grundvattnet i mineraljorden når ända upp till torven (jfr sid. 217). Visserligen ha de lösta humusämnena säkerligen en ganska hög molekylarvikt och böra därför diffundera långsamt, men å andra sidan har processen lång tid på sig, varför resultatet i alla fall torde kunna bli rätt betydande. Väl inkomna i mineraljorden, möta humuskolloiderna ett högre p_H och en i flera avseenden olikartad kemisk miljö, vilket torde bringa dem till avsättning, varvid även små mängder av andra ämnen kunna utfällas. Det är att märka att de på så sätt bildade humusrika jordskikten aldrig ha den egendomliga, korniga eller skiviga struktur, som ofta utmärker humuspodsolernas B-horisonter.

Samma diffusionsprocess, som ovan antagits i den gråblå sumpjordmånen, måste naturligtvis tidvis kunna förekomma även i humuspodsoler, särskilt i dem som utmärkas av ett genomsnittligt mycket högt grundvattenstånd. Humuspodsoler med mäktig torv kännetecknas över huvud taget av samma kemiska processer som den gråblå sumpjordmånen (jfr sid. 211). Även humuspodsoler med tunt humustäcke och svag anrikning (i B-horisonten) finna sig under vissa tider i den situationen att grundvattnet når upp till humustäcket. Dessa profiler utmärka sig också för mycket hög humushalt i A_2 -horisonten, alltså lagret närmast under humustäcket. I profil 7, sid. 333 når denna humushalt 22,5 %, varav så gott som allt löser sig i ammoniak. En del av denna humushalt torde ha tillkommit genom diffusion, men sannolikt är dock, att dessutom sjunkvattnet har väsentligen bidragit till avsättningen av humushalten, som här når dels mycket större proportioner än i profiler av gråblå sumpjordmån, dels ej avtager så hastigt nedåt som i denna profiltyp. Anmärkningsvärt är, att ej heller i detta fall föranleda humusavsättningarna uppkomsten av den struktur, som är så vanlig i humusrika B-horisonter.

Icke heller järnpodsolens A_2 -horisont (d. v. s. blekjorden) är alldeles fri från utfällda humuskolloider (TAMM 1920, s. 103), men dessa utgöra blott någon eller några tiondedels procent av jordens vikt.

En viss avsättning av kolloida humusämnen försiggår alltså i mineraljorden närmast under humustäcket. Denna avsättning når verkligt stora proportioner i de fall där humustäcket sam-

tidigt är torvartat men genomsläppligt, och grundvattnet står högt, dock utan att ständigt nå humustäcket.

Anrikning av kolloider m. m. i B-horisonten (se härtill fig. 17, 18, 20, 28—30). Vid passagen genom humustäcket och A₂-horisonten upp-tager nederbördsvattnet dels avsevärda mängder humussyror och andra syror, dels såväl kationer som olika mineraliska kolloider såsom SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ och andra. Under sjunkandet stiger koncentrationen av elektrolyter och mineraliska kolloider småningom på grund av vittringen i A₂-horisonten, medan surhetsgraden minskas. Småningom nås ett tillstånd, som tvingar kolloiderna att fällas ut. Om det härvid huvudsakligen är fråga om positivt och negativt laddade kolloidpartiklars ömsesidiga på-verkan av varandra, eller om elektrolyterna spela en viktig roll, är för närvarande omöjligt att avgöra. Försök att på experimentell väg efter-härma naturen och lösa frågan äro mycket svåra. Det är med all sanno-likhet fråga om reversibla kolloidreaktioner. Om miljön ändrar sig, torde de en gång utfällda kolloiderna åter kunna dispergeras och gå i lösning. Med denna grundåskådning måste man betrakta B-horisonten såsom ett uttryck för ett slags jämvikt, som råder mellan utfäll-ning och återupplösning av kolloider.

Skillnaden mellan kolloidanrikningen i järnpodsol och humuspodsol ligger egentligen endast däri, att humusämnen dominera kvantitativt i den senare över de mineraliska kolloiderna. Härtill kommer, att i humus-podsolen miljön ofta (vid högt grundvattenstånd) är reducerande, vilket leder till järnets reduktion och upplösning såsom tvåvärdig jon. Humus-podsoler med ett genomsnittligt mycket högt grundvattenstånd sakna därför ofta järnanrikning i B-horisonten, medan humuspodsoler med rela-tivt lågt grundvattenstånd kännetecknas av järnanrikning på samma gång som stark humusanrikning.

Anmärkningsvärd är den struktur, som plägar uppstå i humuspodsolernas B-horisonter och som ofta ter sig som ett slags klumpstruktur, i ortstenar skivstruktur. En sådan struktur synes ej förekomma i sådana B-horisonter, där järn ej förefinnes, i järnpodsoler saknas den fullständigt. Strukturen synes alltså vara bunden till de fall, där stark anrikning av humusämnen med något tillskott av järn förekommer.

De kemiska förutsättningarna för uppkomst av ortsten äro fortfarande höljda i dunkel. Ortstenarna i humuspodsol synas bildas till följd av att den tillförda kvantiteten kolloider är mycket stor, d. v. s. de äro att uppfatta som resultatet av en intensifiering av humuspodsolprocessen. Något motsvarande gäller emellertid alls ej för de autoktona järnort-stenarna, vilka ofta förefinnas i samband med ganska svagt utbildad blek-jord, och vilka kunna vara fattiga på kolloider men i alla fall mycket

hårda (se TAMM, 1920, sid. 192—193). Beträffande gley-ortstenarna se sid. 294.

Ett villkor för uppkomst av kolloidanrikning i B-horisonten är ett någorlunda lågt grundvattenstånd. Om grundvattnet ständigt ligger högt, får tydligen det vatten, som faller på marken, antingen ett ytligt avlopp, eller också bortskaffas det genom avdunstning eller genom en långsam grundvattenssjunkning (se sid. 254). För utbildning av en B-horisont fordras det tydligen ett normalt sjunkvatten, vars nedåtströmning ej bromsas av en grundvattennivå. Stiger grundvattnet upp i B-horisonten, torde de en gång avsatta kolloiderna delvis åter dispergeras, varjämte järnföreningarna torde delvis reduceras och gå i lösning såsom ferrojoner.

Om produktionen av humuskolloider i A-horisonten är mycket stark, och det är den, om fuktighetsförhållandena tillåta en starkt humusbildande vegetation att trivas, uppstår humuspodsol eller järnhumuspodsol, i motsatt fall järnpodsol. Beroende på grundvattennivåns genomsnittliga läge och tillförseln av kolloider blir sedan anrikningen stark eller svag, vilket leder till uppkomsten av olika varianter av humuspodsol.

Ett intressant belägg för att kolloiderna i B-horisonterna åter kunna dispergeras och försvinna har man i de talrika profiler av humuspodsol under mäktig torv med svag anrikning, som man träffar i många torvmarkers kantzoner inom områden, där en utbredning i sidled (se MALMSTRÖM 1931, s. 82) av torven har skett. Sådana profiler träffas bl. a. i kanten av Degerö stormyr, ett exempel är profil 8, kap. 12. Den kemiska analysen av lagret närmast under torven visar här, att man har att göra med ett starkt vittrat lager, en blekjord. Denna bör en gång, innan torvbildningen hunnit så långt som nu, och grundvattenståndet i följd därav var lägre (jfr sid. 211), ha varit underlagrad av en ordinär B-horisont med anrikning åtminstone av humus och aluminium. Dessa en gång utfällda kolloider ha nu åter till allra största delen försvunnit, och i följd härav har gränsen mellan A₂-horisonten och B-horisonten utplånats, de båda ha sammansmält till en ganska mäktig och uppåt rätt humös övergångshorisont.

Utom kolloiderna måste det teoretiskt sett finnas en viss mängd absorberade elektrolyter i B-horisonten. Jag har, som redan i det föregående nämnts (sid. 178), ej gjort något försök att bestämma dessa, mest beroende på att en lämplig analysmetod saknas för fall, där det gäller så små mängder, som det här är fråga om. Det är emellertid möjligt att på andra vägar visa upp, att halten absorberade elektrolyter i B-horisonten måste vara mycket obetydlig.

Den första är grundvattnets allmänna fattigdom på elektrolyter. Halten absorberade kationer i marken står i relation till markvätskans halt av samma kationer, och den senare är i nordsvenska podsoljordar synnerligen låg. Den

andra vägen är vittringsberäkningarna med utgångspunkt från analyserna av B-horisonter, se sid. 284. Vittringsindices för B-horisonter äro i allmänhet positiva. Om där funnes avsevärda mängder absorberade baser, borde så ej vara fallet. Häremot kan emellertid invändas, att det samtidigt skulle kunna försiggå en frigörelse av kationer (vittring) ur mineralen och en absorption av kationer ur markvätskan, vilka båda processers effekt skulle i beräkningen dölja varandra. Mot detta talar det förhållandet, att den genomsnittliga vittringsgraden för Ca och för Na, vilka båda till väsentlig del härröra ur plagioklas (se sid. 284), är densamma. Ca absorberas som bekant långt starkare i marken än Na. Om en stark absorption av kationer över huvud taget föreläge, borde den träffa Ca i högre grad än Na och i följd därav borde beräkningen av vittringsgraden för Ca ha givit ett lägre värde än för Na. Däremot anger beräkningen av kaliums vittringsgrad möjligen en viss absorption av detta ämne.

En viss, ehuru i analyserna omärklig absorption av magnesiumjoner måste förekomma i markens djupare lager (se sid. 270) och även i de kolloidrika B-horisonterna. En absorption av magnesium har även av FROSTERUS fastställts i järnpodsolers B-horisonter, uppgående till 0,1—0,2 %, medan en likadan anrikning ej lät sig påvisa i humuspodsolerna (FROSTERUS 1914, s. 29). FROSTERUS arbetade med saltsyreeextrakt av en serie prov av järn- och humuspodsoler. Utom ifråga om magnesium (i järnpodsolerna) fann han i allmänhet ungefärligen lika stora mängder metall-kationer i sina saltsyreeextrakt av B- och C-horisonter. Detta vittnar mot en nämnvärd absorption av kationer i B-horisonterna och tyder i stället på att de funna mängderna frigjorts ur de ovittrade markmineralen. Föreläge en absorption av kationer i B-horisonterna, borde extrakten av dem varit rikare därpå än extrakten av C-horisonterna.

Anrikning av kolloider m. m. i C-horisonten, bortsett från gleybildningar. Ovan har påvisats absorptionen av små mängder humus och även av magnesiumjoner i markens djupare skikt, under den egentliga jordmånshorisonten. Mängden humus framgår direkt ur analysmaterialet i kap. 12 liksom även de utfällda mängderna SiO_2 , Al_2O_3 och Fe_2O_3 , bestämda enligt oxalatmetoden. Tabell 10 ger en översikt över dessa företeelser. Minimum av utfällda ämnen har profilen av gråblå sumpjordmån, i vars natur ligger, att någon ämnestransport uppifrån ej försiggår (profil 13) samt en järnpodsol på en moavlagring, som är en mycket tät jord, som tydligen effektivt har kvarhållit kolloiderna i markens övre skikt.

Maxima av utfällda kolloider representeras av profilerna 6 och 4, den förra en humuspodsol med stark anrikning, den senare en järnhumuspodsol med kraftig anrikning uppifrån. Bägge ha dessutom gleyhorisonter, fastän jag vid provtagningen sökt i görligaste mån undvika dessa skikt. Det framgår av tabell 10 att det ej är obetydliga mängder kolloider, som finnas utfällda i markens djupare lager under den egentliga jordmånshorisonten. Dock äga själva mineralen en liten löslighet i oxatlösningen, representerande ungefär 0,10—0,20 % (TAMM, 1922), vilken mängd helst bör frändragas summan av utfällda mineraliska kolloider.

Tab. 10. Utfällda mängder av humus, SiO_2 , Al_2O_3 och Fe_2O_3 i C-horisonten.
(Inga gleybildningar.)

Ausgefällte Mengen von Humus, SiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 im C-Horizont
(Ohne Gleybildung.)

	Humus	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Summa
Profil 1. Järnpodsol.....	1,17 %	0,18 %	0,68 %	0,62 %	2,65 %
» 2. »	0,57	0,13	0,61	0,41	1,72
» 3. »	0,25	0,02	0,20	0,16	0,63
» 4. Järn-humuspodsol	0,83	0,40	1,29	0,75	3,27
» 6. Humusp., stark anrikning ...	1,61	0,25	1,23	0,56	3,65
» 7. » svag »	0,50	0,11	0,74	0,31	1,66
» 8. » »	0,60	0,07	0,26	0,09	1,02
» 13. Gråblå sumpjordmån	0,38	0,11	0,20	0,13	0,82

Rätt betydande mängder aluminium finnas emellertid i flera fall. Man frågar sig, om dessa aluminiummängder verkligen helt och hållet härröra uppifrån och ej till en del äro resultat av en tidigare vittring i moränernas djupare lager (jfr TAMM 1920, s. 78). En viss järnanrikning är påtaglig i järnpodsolernas underlag, men dessa relativt torra marker äro också allmänt något järnpigmenterade även djupt under rostjorden. Kiselsyran slutligen har ett maximum i profil 4, som är en järnhumuspodsol, liksom även i samma profiltyps B-horizont. I detta fall synes det säkert, att anrikningen kommit uppifrån.

Som allmän slutsats må framhållas, att små mängder utfällda kolloider äro vanliga i C-horisonterna, varav säkerligen en del, såsom särskilt humusämnen, härstamma från jordmånsskikten, men varav möjligen en del härstamma från tidigare vittring vid moränernas bildning (jfr TAMM, 1925 b).

Anrikning av kolloider i gleyhorisonter. I kap. 8 har redan uppvissats det intima samband som råder mellan förekomst av järnhaltigt grundvatten och gleyhorisonter. Dessa bildas genom oxidation av grundvattnets ferrojoner och järnets därpå följande utfällning som kolloidal ferrihydroxid i den nivå, där grundvattnet står i beröring med markluften, som ovan denna nivå kan vara syrerik även under tät torv (se sid. 217). Företrädesvis i sprickor och rotkanaler kan ett livligt gas- och vattenutbyte äga rum, vilket förklarar att järnhydroxiden utfälles i vertikalt orienterade strimmor. Detta gäller dock endast morän och mo eller ännu finkornigare jordarter. I sandlager rör sig vattnet mera obehindrat, oberoende av sprickor och rotkanaler, och vid gleybildningen avsättes därför också ferrihydroxiden mera homogent än i de finkorniga jordarterna. I sandavlagringar finnas också möjligheter till betydligt större vattentillförsel och därmed även större järntillförsel än i de tätare jordslagen. Detta

kan leda till uppkomsten av järnrika, mycket hårda gleyortstenar, vilka jag å flere lokaler iakttagit i sandlager (TAMM 1920, sid. 215—221). Gleyutfällningarna innehålla utom järnhydroxid små mängder andra utfällda kolloider såsom aluminiumoxid, kiselsyra och humusämnen; dessa spela dock endast rollen av föroreningar och ha säkerligen tillkommit genom absorption ur uppiifrån kommande lösningar.

Gleyhorisontens vertikala utsträckning sammanhänger av allt att döma med grundvattennivåns växlingar. I de fall då den till följd av grundvattennivåns läge delvis sammanfaller med B-horisontens nedre del, vilket är vanligt i humuspodsoler med stark anrikning, kan man ej säkert skilja mellan den kolloidutfällning, som har gleynatur, d. v. s. kommer från grundvattnet, och den som kommer uppiifrån. I järnpodsolerna, där växlingarna i grundvattennivåns läge pläga vara stora, äga gleyhorisonterna ofta en mycket stor utsträckning i vertikal led, varvid samtidigt de utfällda kolloidernas mängd är obetydlig. Ofta inskränka de sig till rost-hinnor omkring stenar, och man kan knappast tala om en verklig gleyhorisont.

I gleyhorisonterna liksom i B-horisonterna måste man tänka sig en omväxlande utfällning och återupplösning av kolloiderna. I gleyhorisonten sker återupplösningen av allt att döma blott genom reduktion.

För att en gleyhorisont skall uppstå, erfordras tydligen att följande villkor äro uppfyllda:

1. Grundvattnet måste innehålla tvåvärdigt järn. Detta är i relativt ringa grad förhållandet inom järnpodsolområden och det torde delvis vara orsaken, varför gleyhorisonterna inom dessa pläga vara långt svagare utvecklade än inom sumpmarkerna.

2. Grundvattnet skall tidvis komma i beröring med syrehaltig luft. Detta villkor är realiserat i fastmarkerna och inom stora delar av sumpmarkerna, i vissa fall t. o. m. under mäktiga torvlager.¹

3. Grundvattnets nivå får ej ständigt ligga så högt, att reducerande betingelser alltid överväga. I så fall försvinner det järn, som bildas under torra årstider åter under de regniga. Av allt att döma behöves det emellertid endast korta tidsintervall av oxiderande miljö för att vidmakthålla gleyhorisonterna, eftersom sådana kunna förekomma i förening med gråblå sumpjordmån med tunn torv (jfr profilerna 14, 15 och 16 samt 24, kap. 12) liksom i kantzoner med humuspodsol med svag anrikning, där i allmänhet mycket högt grundvattenstånd råder. Ibland

¹ I ett tidigare arbete (1925 a, s. 25) har jag satt gleyhorisonterna under mäktiga torvlager i samband med förekomst av syrehaltigt grundvatten. Numera betraktar jag såväl gleyhorisonterna som det syrehaltiga grundvattnet såsom ett resultat av en insugning av gasformig luft på det sätt som beskrivits å sid. 219. Endast härigenom kan gleyhorisontens strimmiga textur förklaras.

saknas dock gleyhorisont på dylika lokaler, vilket tyder på att tidsintervall med lägre grundvattenstånd och oxiderande miljö knappast förekomma (exempel profil 21, kap 12).

I vilken utsträckning äro resultaten av de kemiska markprofilprocesserna bestående?

Vid försök att tolka markprofilernas skogligen betydelse är det ett spörsmål av största vikt att utreda om de resultat av kemiska omvandlingar i marken, som med iakttagelser och analyser kunna konstateras, äro bestående eller ej. I mitt arbete av 1920 (sid. 125—127) visade jag, att vittringen leder till mineralogiska förändringar, som aldrig kunna gå tillbaka. Denna slutsats gäller i lika grad de fuktiga markerna, där vittringen i stort sett förlöper på samma sätt som i järnpodsolen. Jag visade även (l. c.), att i de torra markerna (järnpodsol) kunde en blekjord alltid igenkännas med ögat, enär den har sin karakteristiska färg. På denna punkt avvika emellertid de fuktiga och våta markerna såtillvida, att en gammal blekjord där kan under ett torvlager så impregneras med färgade humusämnen, att den alldeles förlorar sitt ursprungliga utseende. Även om den icke impregneras med humusämnen, kan den under inflytande av den miljö, som förefinnes under torven, erhålla den gråblå färg, som utmärker mineraljorden på sådana platser, varigenom man genom direkt iakttagelse ej kan säkert skönja dess egenskap av gammalt vittringsskikt. En kemisk analys ådagalägger emellertid tydligt, om vittring föreligger eller ej och det alldeles oberoende av om lagret ifråga blivit mer eller mindre impregnerat med humuskolloider. Vittringen leder sålunda till resultat, som alltid kunna påvisas, de kunna helt enkelt ej av andra processer utplånas. De vittringsresultat, som man konstaterar i en markprofil, kunna sålunda mycket väl ha åstadkommits under ett tidigare skede i markens utveckling och behöva ej med nödvändighet vara belysande för processer som nu försiggå. Här må påpekas, att sådana omvandlingar av järnpodsolen, som av mig (1930) beskrivits i trakter, där den klimatiska brunjorden förekommer, och som leda till en järnpodsolprofils omvandling till en mer eller mindre brunjordsartad jord, ej äro observerade i de nordiska trakter som det här är fråga om.

De olika avsättningarna av kolloider i A₂-horisonten, i B-horisonten och i G-horisonten äro ej på samma sätt beständiga som resultaten av själva urlakningsprocesserna. Allt tyder på, att vid förändrade miljöbetingelser kunna en gång avsatta kolloider åter upplösas och försvinna. Järnföreningarna kunna reduceras, om grundvattenståndet stiger, alla kolloiderna kunna dispergeras, om den kemiska miljön ändrar sig. Man

gör därför säkrast i att betrakta B-horisontens såväl som gley-horisontens utbildning såsom en följd av de på platsen rådande betingelserna och ej såsom ett resultat av tidigare processer, vilka ej längre äro verksamma. Så har även konsekvent gjorts i den föregående framställningen.

Emellertid är det ju tydligt, att de kemiska processerna i marken, även om det är fråga om avsättning eller återupplösning av en gång avsatta kolloider, ej förlöpa annat än med ganska obetydlig hastighet (jfr sid. 299), varför man i speciella fall torde kunna draga slutsatser även av anrikningsföreteelser, när det gäller bedömandet av vissa tidigare moment i markens utveckling.

KAP. IO. De vunna resultatens tillämpning på skogsförsumpningsproblemen och därmed sammanhängande spörsmål.

Huvudmålet vid påbörjandet av mina studier över jordmänsbildningen i Kulbäcksliden och Rokliden var att vinna ett bidrag till förståelsen av skogsförsumpningsmekanik och allmänna förlopp. Tidigare och samtidigt ha försumpningsproblemen studerats av HESSELMAN (1910 a o. b) och MALMSTRÖM (1923 och 1931) ehuru delvis på andra vägar och med andra synpunkter för ögonen. MALMSTRÖM har utarbetat en utförlig historik över skogsförsumpningsfrågan i Sverige. Jag kan därför med hänvisning till hans sista arbete här nöja mig med att framlägga de resultat som vunnits vid mina egna forskningar.

Den gråblå sumpjordmånens vittnesbörd om försumpnings ålder.

Förekomsten av gråblå sumpjordmån inom en myr- eller en sumpskogsmark vittnar om att grundvattnet i mineraljorden en gång har stått genomsnittligt mycket högt, praktiskt taget upp i mineraljordens yta. Sedermera kunna grundvattenförhållandena till följd av progressiv torvbildning ha undergått förändringar i olika riktningar (jfr kap. 5), antingen så att mineraljordens grundvatten sjunker under den numera täta torven, eller också att det tryckes upp mot torven. Dessa förändringar ändra emellertid ej jordmånstypen, vars utbildning bestämts av det ursprungliga, höga grundvattenståndet. Områdena med gråblå sumpjordmån äro sålunda att betrakta som de centrala delar av försumpningsarna, där grundvattenståndet vid torvbildningens början har stått allra högst, ända upp i markytan. Man kan således betrakta dem såsom kärnor, från vilka försumpningsen utgått, och där den först har varit mest accentuerad.

GUNNAR ANDERSSON (1898, sid. 32) framhåller, att torvmossarna dels uppkommit ur öppna vatten genom dessas igenväxning, dels ur från början vattensjuk, kärrartad mark. Denna »från början vattensjuka mark» var naturligtvis en mark med mycket högt grundvattenstånd, den var säkerligen identisk med de fläckar, som nu kännetecknas av gråblå sumpjordmån. Dessa fläckar representera dock blott de ytor, där det genomsnittliga grundvattenståndet var allra högst; eftersom man ej kan antaga en alldeles sprängvis ändring i grundvattenståndet, när man förflyttar sig i sidled, måste de redan från början ha varit omgivna av zoner, där grundvattenståndet var tillräckligt högt för att möjliggöra en torvbildande flora att existera. Den gråblå sumpjordmånen är visserligen kärnan i de ursprungliga, äldsta försumpningarna, men en del av de omgivande humuspodsolmarkerna måste såsom lokaler för torvbildande flora vara av samma höga ålder som själva kärnan.

I de fall, där jag med den kemiska analysens hjälp konstaterat, att det översta mineraljordslagret i en profil av gråblå sumpjordmån är praktiskt taget ovittrat, kan densamma icke tänkas hava utvecklat sig ur en podsolprofil (jfr sid. 225). Därav kan man då draga den slutsatsen, att före torvbildningens inträdande måste grundvattenståndet i mineraljorden alltid ha stått mycket högt, så högt att det förhindrat vittringen och podsoleringen. Detta innebär att grundvattenståndet i marken måste ha stått högt ända från första början, alltsedan terrängen frilades vid inlandsisens avsmältning.

På försöksfältet i Kulbäcksliden har medels kemisk analys visats, att lagret närmast under torven i flera av ytorna med gråblå sumpjordmån (däribland den allra minsta med det tunnaste humustäcket) är praktiskt taget ovittrat. Det måste då anses ådagalagt att försumpningarna äro urgamla, att de sålunda härstamma ända från tiden omedelbart efter inlandsisens avsmältning. Eftersom områdena med gråblå sumpjordmån intaga en betydande areal (vilken för övrigt måste betraktas som minimiareal för de äldsta försumpningarna) och den ovittrade jorden synes räcka ända fram till den iakttagbara gränsen mot humuspodsolens område (profil 23, se sid. 347), har man rätt att påstå, att väsentliga delar av försumpningarna på försöksfältet i Kulbäcksliden datera sig från tiden närmast efter inlandsisens avsmältning för c:a 8 000—9 000 år sedan.

På försöksfältet i Rokliden har en liknande kemisk granskning ej verkställts. Ytorna med gråblå sumpjordmån spela här i arealprocentiskt hänseende en så underordnad roll, att även om de bevisats vara urgamla, skulle detta ej ha sagt något om de väsentliga delarna av sumpmarkernas ålder. Sannolikt är emellertid på grund av allmänna hydro-

logiska likheter med Kulbäcksliden, att den gråblå sumpjordmänen även här är mycket gammal.

I den lilla försumpningen å Stormyrtjälen visade den kemiska undersökningen av den gråblå sumpjordmänen (se sid. 349), att det översta lagret av densamma är vittrat. Detta är sålunda ett fall, där den gråblå sumpjordmänen sannolikt utvecklats ur en humuspodsol, och där man kan påstå, att grundvattenståndet tidigare bör ha varit lägre än nu. Detta satte jag (se sid. 231) i samband med försumpningens isolerade läge på en bergplatå med mycket begränsad vattentillrinning, i vilket fall grundvattenståndet bör ha varit en känslig indikator för klimatets växlingar, och marken vid tidigare, ev. varmare perioder bör ha varit torrare än nu.

Markprofilens vittnesbörd om försumpningsprocessernas förlopp i gränzoner mellan fastmark och försumpad mark.

Kantzoner, där lutningen går från fastmarken mot torvmarken. I kap. 6 har redan påpekats den allmänna överensstämmelsen mellan vegetationen och markprofilen, som råder i de undersökta områdena. Den relativt torra skogen utan vitmossor och försumpningsväxter förefinnes på järnpodsolen, medan försumpningsfloran härskar på järnhumuspodsolen, humuspodsolen och den gråblå sumpjordmänen. Om försumpningen fortskrider, d. v. s. om de torvklädda markerna vidga sig i horisontal led genom att fastmarken i gränzonen undan för undan torvklädes och försumpas, så bör ettdera av följande trenne fall föreligga.

1. Sumpfloran, speciellt vitmossorna, utbreda sig i horisontal led i gränzonen mellan torvmark och fastmark, varvid torvbildning inträder, vilket i sin tur föranleder markprofilens omvandling från järnpodsol till järnhumuspodsol o. s. v. I detta fall kommer sumpfloran först, markprofilens utveckling senare.

2. Markprofilens ändrar sig först, sumpfloran koloniserar härefter de för densamma lämpliga lokaler, som uppstått.

3. Markprofilens ändring och sumpfloras kolonisation av de nya områdena försiggå samtidigt.

Av dessa tre fall är det nr 2, som i naturen är realiserat, möjligen i vissa fall även nr 3. Nr 1, som närmast skulle motsvara den s. k. biologiska försumpningen (se närmare härom HESSELMAN 1928, MALMSTRÖM 1931, sid. 84), saknas praktiskt taget alldeles, och därmed är ett nytt sannolikhetsbevis mot möjligheten av försumpning blott genom vitmossors och andra sumpväxters kolonisation av marken förebragt. Att nr 2 är det vanliga fallet, framgår tydligt bl. a. av kartorna fig. 36 och 37 samt 38 och 39. Det är uppenbart, att i gränzonerna de torra markernas skogssamhällen sträcka sig ett stycke ut över gränsen till de

fuktiga markerna (järnhumuspodsol). Markprofilen har således redan antagit en fuktig karaktär, då sumpfloran kommer. Detta är liktydigt med att det är en grundvattenståndshöjning, som är det primära i fenomenet, denna inverkar i sin tur på fuktighetstillståndet i markytan och på humusbildningen, vilket leder till ökad produktion av humusämnen, som av-sätta sig i B-horisonten, redan innan någon förändring i markfloras art-sammansättning skett.

Till en likartad uppfattning av mekaniken i försumpningens utbredning har MALMSTRÖM på andra vägar kommit (MALMSTRÖM 1923, sid. 126, 1931, sid. 82—84). Han kallar denna form av försumpningens utbredning för kantförsumpning eller kantdämningsförsumpning. Enligt honom sker en höjning av grundvattenståndet i en kantzon av den beskrivna typen i och med att torven når en viss mäktighet och mineraljorden under densamma samtidigt blir humusimpregnerad och därigenom delvis tätad. Härigenom försvåras avloppet för det från fastmarken tillrinnande vattnet, det vill säga det sker en dämning, som föranleder en grundvattenhöjning.

Att en höjning av grundvattennivån faktiskt skett i kantzonerna ådagalägges i flere fall av markprofilen. Den vanliga förekomsten av humuspodsolprofiler med mäktig, tät torv, som alls ej nu för tiden medger någon vattengenomrinning och podsolering, talar här sitt tydliga språk (se fig. 36 och 38). När podsoleringen (vittringen i A₂-horisonten) på sådana, intill kantzoner belägna lokaler försiggick, måste grundvattenståndet ha stått lägre, än vad det nu för tiden gör. I torvmarkernas centrala delar kunna andra grundvattenändringar inträda i och med torvbildningens fortskridande (se sid. 218—223).

Kan markprofilen utvisa något om hastigheten i försumpningens horisontala utbredning? Om grundvattenstigningen i torvmarkernas kantzoner ginge mycket hastigt för sig, skulle man vänta de företeelser realiserade som ovan omtalats under fall 1. De närmast försumpningen liggande järnpodsolzonerna borde då hastigt bliva våta och erbjuda vitmossorna och andra försumpningsväxter lämpliga växtplatser. Som nämnts, börjar i stället först profilen att omvandlas, sedan komma försumpningsväxterna. Detta tyder på att försumpningens fortskridande är en långsam process, emedan markprofilens ändringar gå långsamt.

Nu kan det invändas, att vi ej äga tillräcklig kännedom om hur hastigt de ifrågavarande markprofiltyperna kunna förändras och ombildas. Man skulle möjligen kunna tro, att markprofilen hastigt ändrar sig vid inträdande försumpning. Vad man vet om markprofilförändringars hastighet över huvud taget talar dock ett motsatt språk. En ordinär järnpodsolprofil (friskmarkspodsol) i övre Norrland torde fordra c:a tusen år för sin bildning (TAMM 1920, sid. 238). För omvandlande av en brun-

jordsprofil i södra Sverige till en typisk podsolprofil åtgår flere århundraden; i varje fall förmår *en* skogsgeneration endast åstadkomma en början (TAMM 1921, sid. 154, 1930). Det är sålunda ej sannolikt, att verklig humuspodsol på kort tid, d. v. s. under ett par århundraden, kan ha uppkommit ur järnpodsol. Däremot kunde man tänka sig att järnhumuspodsol relativt fort uppstode ur järnpodsol, ty skillnaden mellan dem är ej stor, järnhumuspodsolen kan uppfattas som en järnpodsol med ökad humussyreproduktion. En granskning av kartan fig. 36 över Kulbäckslidens försöksfält visar emellertid, att i många fall äro järnhumuspodsolzonerna mellan järnpodsol och humuspodsol ganska smala, vilket talar starkt emot någon hastig tillväxt i sidled av det försumpade området. Endast på ett ställe har järnhumuspodsol en ganska stor utbredning i förening med ett relativt mäktigt torvtäcke (15—20 cm), nämligen just där Degerö stormyrs torvlager går över i lidförsumpningarna i försöksfältets södra del (se fig. 36 och fig. 7). Här skulle man på grund av markprofilens vittnesbörd möjligen kunna ifrågasätta en relativt hastig utbredning av torven i samband med myrens höjdtillväxt, vilket skulle förklara, att markprofilen ej ännu hunnit omvandlas till humuspodsol. I förhållande till den totala arealen försumpad mark å försöksfältet är detta område emellertid en helt obetydlig del med säregna förhållanden, det är passet mellan en platåmyr och en därifrån sluttande moränlid. I allmänhet tala markprofilundersökningarna på Kulbäcksidan sålunda för en långsam tillväxt i sidled av den försumpade arealen, ett resultat, som även MALMSTRÖM (1931, sid. 47) på andra vägar uppnått.

På försöksfältet i Rokliden äro bältena av järnhumuspodsol mellan järnpodsolen och humuspodsolen bredare än på Kulbäcksliden. Detta sammanhänger av allt att döma med den jämnare topografien på Rokliden och behöver ej tagas till intäkt för en snabbare fortskridande försumpning än på Kulbäcksliden. Å andra sidan bevisar det ej heller motsatsen, utan å detta fält äro vi mera odelat hänvisade till resultaten av de botaniska undersökningar, som framlagts av MALMSTRÖM (1931, sid. 60—69), vilka tala för en långsam utbredning av försumpningarna även här. I så fall få zonerna med järnhumuspodsol tolkas såsom områden med relativt högt men stationärt grundvattenstånd.

I detta sammanhang må även diskuteras möjligheten av att en progressiv ortstensbildning i marken småningom framkallar försumpning. Härvid måste man emellertid noga skilja på de olika slag av ortsten, som tidigare (TAMM 1920, sid. 195) benämnts autoktona och alloktona. Den med vanlig järnpodsol förbundna, rostfärgade ortstenen, vilken dock inom angränsande bälten av järnhumuspodsol (se sid. 199) kan övergå till en mörkare, humusrik, lös variant, är en autokton bildning, som uppkommit på grund

av nederbördsvattnets nedsjunkning på platsen, varvid urlakning och anrikning försiggått så att säga i vanlig ordning och omfattning. Den alloktona ortstenen däremot är antingen ett överrinningsfenomenen (se sid. 205) eller en gleybildning (se sid. 294). Vid behandling av ortstenens betydelse för skogsförsumpningen måste man skarpt hålla i sär dessa •-trenne typer: autokton järnortsten, allokton humusortsten (som längre bort från den vattenlevererande torvavlagringen kan övergå i allokton järnortsten), samt allokton gleyortsten.

Ortstensbildningens roll för försumpningen har mycket diskuterats i litteraturen. Tanken på ortsten såsom orsak till skogsförsumpning torde först ha uppstått hos ryska forskare (TANFILIEV 1888—1889 och 1910). I Sverige har den uttalats på flere olika håll. Det är emellertid att märka, att man vid dessa diskussioner aldrig skiljt mellan de tre ortstens-typer, som ovan nämnts, utan i regel alltid antagit ortstenen vara av autokton natur och beteckna en fortgående tätning av den normala skogsmarken, vilket skulle minska vattenavledningen och därmed framkalla försumpning. I de kantzoner, där lutningen går från fastmarken mot torvmarken, kan tydligtvis endast den autoktona ortstenen vara av någon betydelse.

I mitt arbete av 1920, sid 199—201, har jag diskuterat ortstenen som försumpningsorsak. Ehuru jag vid denna tidpunkt ej förmådde så skarpt skilja mellan den autoktona och den alloktona ortstenen som nu, varigenom de båda typerna i diskussionen blevo delvis hopförda, så gäller i stort sett vad som där anförts. Försöksfältet i Rokliden ger sålunda ett gott exempel på den autoktona ortstenens roll vid skogsmarkens försumpning. Jag refererar följande ur det nämnda arbetet med vissa kommentarer inom parentes: »I den oförsumpade *Myrtillus*gränsmarken (det vill säga granskog av *Vaccinium*-typ med järnpodsol) förekommer en mycket hård och ganska mäktig ortsten (autokton järnortsten). I den försumpade granskogen (och andra mycket fuktiga, *Sphagnum*rika växtsamhällen) saknas den. På övergången mellan torr och försumpad mark (d. v. s. inom bältena av järnhumuspodsol) synes ortstenen vara underkastad en uppluckringsprocess. Jag anträffade här ortsten i form av klumpar, som voro mörka och humösa å ytan, ljusare och mera rostfärgade inuti.»

Om en progressivitet förutsättes hos försumpningsprocesserna, leda dessa sålunda till förstöring av den en gång bildade, autoktona ortstenen. Om däremot förhållandena, såsom jag numera av olika, i det föregående angivna skäl antager vara mera stationära, innebär detta tydligen, att den autoktona ortstensbildningen endast bildas i de torrare marktyperna, järnpodsolen och torrare varianter av järnhumuspodsolen. Det blir då under alla förhållanden svårt att tillskriva den autoktona ort-

stensbildningen i moränmarker någon betydelse för försumpningens fortgång, eftersom ortstenen knappast bildas där fuktigheten är så stor, att försumpningsfloran vandrat in. Härtill kommer, som jag även tidigare framhållit (TAMM l. c.), att ortstenen i moränmarker aldrig bildar verkligt sammanhängande lager, utan företer släppor och lösa mellanråden, där vatten kan nedtränga. I sandavlagringar, såsom på Kulbäcksliden (se sid. 195), kan tydligen den autoktona ortstenen framkalla väsentligt försvårade avrinningsbetingelser för markvattnet, men detta synes enbart vara av godo. Någon försumpning på sand, som ej ligger i en svacka med av topografien betingade, försvårade avloppsmöjligheter, torde vara mycket svår att finna. Till de alloktona ortstenarnas betydelse som försumpningsorsak skall jag återkomma i det följande.

Till sist må påpekas, att en allmän klimatändring i riktning mot ökad nederbörd eller minskad avdunstning måste orsaka såväl ett fortskridande av försumpningen i horisontal led inom torvmarkernas randzoner som uppkomsten av nya försumpningshårdar å för detta lämpligt belägna punkter. Grundvattnets allmänna nivå är i hög grad klimatiskt betingad, vilket utan vidare framgår vid jämförelse mellan topografiskt likartade moräntrakter inom stora delar av Sydsvenska höglandet och övre Norrland. I de förra ligger grundvattnet genomsnittligt djupare och försumpningar hava relativt ringa omfattning, i de senare är det tvärtom.

Kantzoner, där lutningen går från torvmarken mot fastmarken. I dessa fall är grundvattenståndet relativt lågt i torvmarkens kantzon. Om så ej vore fallet, skulle torven otvivelaktigt ha brett ut sig på fastmarkens bekostnad. Att detta ej har skett måste sammanhånga med en relativt god dränering underifrån inom fastmarken, där denna ligger lägre än torvmarken (jfr fig. 24). I stället har bildats allokton humusortsten, där torvmarkens vatten rinner ut över markytor, vars humustäcke är tunt och genomsläppligt. Försumpningsfloras utbredning såväl som torvbildningens är en följd av det från den centrala torvmarken kommande över-silningsvattnet, som i sin tur även verkar höjande på grundvattnet i kantzonen. Storleken av den areal med råhumus eller tunn torv, som blir bevattnad med torvvatten och i följd därav får ortsten, sammanhänger tydligen med den vattenmängd, som tillföres. Denna vattenmängd i sin tur beror vid oförändrat klimat på storleken av det vattenområde, varifrån den hämtas. Mot en viss vattenmängd måste svara en viss areal över vilken den kan distribueras. Man kan emellertid tänka sig att ortstensbildningen först börjar inom en begränsad areal och där framkallar försumpning, när marken genom ortstensbildningen hunnit bli tätad, för att sedermera sprida sig över en allt större areal intill den gräns, som

dikteras av den begränsade vattentillförseln. Häremot tala emellertid vissa omständigheter. De humusortstenar, som det här är fråga om, kännetecknas av sin s. k. skivstruktur. Hela massan består av små, oregelbundna skivor eller skikt med springor emellan, horisontalt lagrade på varandra. I springorna kan vatten framsippa och den bildade, hårda massan är därför långt ifrån ogenomsläpplig, den torde vara mindre tät än den ursprungliga moränen. Jag har flerfaldiga gånger iakttagit, hur vatten framsipprar ur en dylik ortstensbank, också demonstreras saken av det relativt låga grundvattenståndet å ortstenslokaler (se fig. 9—16). Om ortstenen vore ett ogenomsläppligt golv för grundvattnet, borde i stället detta samla sig ovan ortstenen och orsaka ett högt grundvattenstånd. Emellertid skulle i så fall utan tvivel kolloiderna i ortstenen åter börja dispergeras och försvinna, såsom alltid synes ske, när grundvattenståndet ständigt står mycket högt. Med den aktualistiska syn på kolloidavsättningarna i marken, som är ett av resultaten av mina undersökningar, måste jag anse att förekomsten av en humusortsten är ett tecken till att en nedåttransport av humuskolloider av relativt stor intensitet äger rum. Detta möjliggöres å ena sidan av tillförsel av humushaltigt vatten, å andra sidan av ett relativt lågt grundvattenstånd, som tillåter den vertikala nedsjunkningen av det humushaltiga vattnet. Under sådana förhållanden måste ortstenen betraktas som en följd av försumpningen, ej en orsak till densamma. Icke heller kan utbredningen av försumpningen i de kantzoner, varom fråga är, bero på ortstensbildningen.

En progressivitet i bildningen av allohton humusortsten kan ej antagas vara orsak till försumpningsens fortskridande. Man måste då, som ovan framhållits, anse att gränsen mellan fastmarken och den försumpade marken är dikterad av vattentillförseln från torvmarken och dräneringsmöjligheterna underifrån. Under sådana förhållanden bör denna gräns vara tämligen fixerad eller, med andra ord, även i dylika kantzoner bör försumpningen vara stationär eller utbreda sig mycket långsamt.

Även i gränzoner, där lutningen går från torvmarken mot fastmarken, gäller regeln att försumpningsfloran ej träffas på järnpodsol utan blott på ytor, som ha järnhumuspodsol eller humuspodsol. I händelse det inträffar klimatändring i riktning mot ökad nederbörd eller minskad avdunstning, måste även i dylika gränzoner en tillväxt av försumpningen i sidled kunna bli följden.

Här böra även kantzoner med det tredje slaget av ortstenar, sådana som äro gleybildningar något diskuteras, ehuru dylika ortstenar ej

förekomma på de båda försöksfälten. Orsaken härtill är otvivelaktigt att de förutsätta torvmarker, som vila på genomsläppliga sandavlagringar i sådana topografiska lägen, att grundvattenströmmar från torvmarkens underlag kan söka sig väg in i angränsande, ej försumpade sandmarker. Tvenne sådana exempel har jag beskrivit i detalj (1920, sid. 215 och 217), nämligen ortstenen vid myren närmast öster om byn Fagerheden, Norrbotten samt ortstenen vid Kvarntjärn väster om samma by. Vatten från ett torvbäcken söker sig ned i den genomsläppliga sanden. Närmast torvmarken avsättes mycket humusämnen och resultatet blir en mäktig, humös ortsten. Längre bort från torvmarken avtager humushalten i ortstenen, men järnhalten tilltager och når stundom stora proportioner (10 % beräknat som Fe_2O_3). Samtidigt är blekjorden ej mer än normalt mäktig, eller kan den stundom t. o. m. saknas.

Det är givet, att bildningen av mäktiga, hårda ortstensbankar i genomsläppliga sandlager genom mot sidan riktade grundvattenströmmar bör kunna väsentligt bidra till försvårande av den allmänna vattenavrinnningen i sanden. Det är sålunda mycket möjligt, att ortstenen har kunnat åstadkomma en grundvattenshöjning och försumpning, särskilt närmast torvmarken. I moränmarker når företeelsen däremot inga nämnvärda proportioner, säkerligen beroende på den ytterst obetydliga genomsläpplighet, som förefinnes i moränernas djupare lager, där gleyhorisonterna utbildas. Det kan helt enkelt aldrig uppstå en stor järntransport på bred front i moränernas djupare lager, och gleyhorisonterna därstädes äro alltid mer eller mindre strimmiga, troligen just emedan vattnet rör sig huvudsakligen i rotkanaler och andra släppor, medan det i sand strömmar på bred front, vilket leder till mera homogena gleyavsättningar. Under sådana förhållanden reduceras den praktiska betydelsen av den alloktona gleyortstenen, ty det fordras en speciell konstellation av topografiska och geologiska faktorer, om ortstenen i fråga skall få nämnvärd omfattning: torvlager gränsande till sandavlagringar med avledningsmöjligheter för grundvatten. Denna konstellation är ej så vanlig (jfr s. 309—310).

Markprofilens vittnesbörd om försumpningsprocessernas förlopp i skogbevuxna sluttningar med humuspodsol.

Där humuspodsolen uppträder i plana eller mycket svagt sluttande terränger är det i regel i förening med växtsamhällen utan nämnvärd skoglig produktion, och marken räknas till mer eller mindre impedimentar-tade torvmarker. Huruvida de hydrologiska förhållandena och torvbildningen här äro stationära eller ej, har ur skoglig synpunkt närmast in-

tresse i fråga om kantzonerna, vilka diskuterats i det föregående. Annorlunda är förhållandet med de ganska vidsträckta humuspodsolterränger som förekomma i sluttningar, och som äro bevuxna med växtliga, mer eller mindre vitmossrika skogssamhällen.

En ganska stor humuspodsolterräng sträcker sig, som nämnts, i sluttningen västerut från försöksfältets i Kulbäcksliden norra del. Själva den nordvästra delen av försöksfältet hör samman med detta område, som är bevuxet med växtlig, *Dryopteris*-rik granskog med vitmossor, vilken på de allra våtaste ställena övergår i blåbärsrik gransumpskog. En alldeles analog terräng sträcker sig åt SV, V och N från försöksfältet i Rokliden och sammanhänger med det stora humuspodsolområdet i fältets nordvästra del. Växtsamhället är här i allmänhet en blåbärsrik gransumpskog av växtlig typ. Är nu försumpningen inom dessa områden i snabbt framåtskridande, tillväxer torven i mäktighet? Utvecklar sig marken mot ett våtare, mindre produktivt tillstånd? Vi vilja först diskutera försumpningens ålder.

Torven i de anförda terrängerna är i allmänhet 15—30 cm mäktig, stundom än mindre. I enstaka små depressioner, som måste vara relativt svagt dränerade underifrån (se kap. 7), förefinnes mäktigare torv samt ibland gråblå sumpjordmån, men för övrigt är jordmånstypen över stora ytor humuspodsol med svag anrikning, svarande således mot ett genomsnittligt högt grundvattenstånd. På somliga ställen är anrikningen starkare, svarande mot ett något lägre grundvattenstånd, och det finnes även enstaka, till arealen obetydliga humusortstenar i små depressioner, som måste ha god dränering underifrån och vilka mottaga något vatten från omgivningarna.

Humuspodsolen med svag anrikning är den rådande profiltypen. Den är fri från limonit, för så vitt detta kan bedömas med ögat, och har i stället en med humusämnen starkt impregnerad A₂-horisont. Det är ytterst osannolikt (jfr sid. 300) att denna jordmånstyp nyligen skall kunna ha utvecklat sig ur järnpodsol, d. v. s. att det nuvarande fuktighetstillståndet skulle vara av mycket ung ålder. Vore så förhållandet, skulle man vänta sig förekomst av järnhumuspodsol i stället för humuspodsol. Om således markprofilen länge varit densamma som den nu är, så måste också grundvattenståndet länge ha stått mycket högt. Ovan (sid. 219 och 221) har visats, huru grundvattnet kan ändra sig, uppdämmas o. s. v. i och med att torven växer och i sina undre lager blir tät och ogenomtränglig för vatten. Dylika processer ha otvivelaktigt även inom de nu beskrivna terrängerna spelat en roll omkring de små, starkt försumpade depressionerna, där torven är relativt mäktig. På de stora ytorna med humuspodsol har däremot torven aldrig nått en sådan mäktighet, att den

blivit ogenomtränglig för vatten, den är också starkt genomdragen av trädrötter liksom även mineraljordens översta lager. I och med torvbildningens uppkomst har möjligen något vatten börjat avrinna i själva torven och på dess yta, men förbindelsen mellan nederbördsvattnet och grundvattnet har aldrig upphävts. Under sådana förhållanden är det svårt, ja nästan omöjligt att tänka sig, att en allmän grundvattenshöjning i dessa marker har inträffat sedan den tid, då torven började bildas, om ej klimatet ändrats. Med ett sådant åskådningssätt framstår den nuvarande jordmånstypen inklusive dess humuslager såsom en funktion av ett visst fuktighetstillstånd, som rått i marken från början. Att detta fuktighetstillstånd liksom på plana marker ej lett till uppkomsten av en verklig torvmark, måste bero på lutningen, som gör att vattnet, icke minst inom själva humuslagret, alltid är i en viss rörelse. Detta i sin tur har befordrat omsättningen, så att denna hållit jämvikt med tillförd organisk substans. Rinnande vatten har, såsom HESSELMAN har visat (1917, sid. 403—406, 1926, sid. 358), en starkt stimulerande effekt på humustäckets omsättning. Det är således troligt att fuktighetstillståndet även i dessa marker är stationärt och svarar mot det rådande klimatet. En ändring i detta skulle naturligtvis starkt påverka marken och vegetationen.

Det är givet, att ovanstående ej är något säkert bevis mot att ej försumpningen fortskrider i de beskrivna markerna. Det är snarare en åskådning, fotad på den allmänna syn på hithörande naturföreteelser, som markstudierna så småningom ha givit. Det är emellertid anmärkningsvärt, att denna åskådning på ett utmärkt sett harmonierar med den uppfattning, som MALMSTRÖM på annan väg (pollenanalys) kommit till beträffande samma marker (se MALMSTRÖM 1931, sid. 70).

Om ett eventuellt hydrologiskt samband mellan Degerö stormyr och den intill liggande liden och om dylika samband i allmänhet.

En av de frågor som uppställdes vid anläggandet av Kulbäckslidens försöksfält var, huruvida någon grundvattentransport från myrbäcket genom moränen till den intill liggande liden äger rum och spelar någon roll för utvecklingen av de i liden befintliga försumpningarna. Redan i min uppsats av 1925 (tab. 6, sid. 31) visade jag emellertid, att grundvattnet är syrerikt i den låga moränrygg, som skiljer stormyren från lidens försumpningar. Denna syrerikedom räcker vertikalt ända ned till hällen under moränen och i horisontal led ett stycke in under torvkan-ten å omse sidor. Det är på grund av detta alldeles tydligt, att i den mån en grundvattenrörelse finnes inom moränryggen, så går den från fastmarken mot torvmarken på båda sidorna. Moränryggen är en vatten-

delare, och från densamma rinner såväl dagvatten (t. ex. vid snösmältning) som grundvatten (företrädesvis inom moränens övre, genomsläppliga lager inom området med högt grundvatten intill torvkanten) å ena sidan i riktning ut mot Degerö stormyr, å andra sidan mot lidförsumpningarna. Detta resultat av de kemiska grundvattenundersökningarna styrkes också av grundvattenståndets normala läge i dessa kantzoner (se fig. 26 och 42—43).

Endast i själva passområdet (TAMM 1925, tab. 7: 152—153), där stormyrens torvbildningar stöta samman med lidförsumpningarnas (se fig. 7), och där marken sålunda överallt är täckt av ett, låt vara tunt torvlager, var grundvattnet syrefritt. Detta är dock helt naturligt, utan att man som förklaringsgrund behöver tillgripa en grundvattenströmning från myren, eftersom grundvattnet i torvtäckt mark ofta är fullkomligt syrefritt. Man skulle på denna punkt snarare vilja misstänka en överrinning eller översilning av ytligt vatten från myrens torvlager mot norr, just på den punkten, där moränens yta är lägst. En sådan översilning skulle emellertid otvivelaktigt givit sig tillkänna i form av humusortstenar (jfr sid. 205). Jordmånstypen är järnhumuspodsol, som har ett relativt lågt grundvattenstånd, vilket således ej skulle utgöra något hinder för humusortsten att uppstå. Dessa förhållanden tala starkt emot överrinning av någon betydelse från stormyren till liden.

Sedan de ovan citerade vattenanalyserna framlades, ha de i det föregående (kap. 7) meddelade rönen angående moränernas genomsläpplighet och dränering tillkommit. Påvisandet av att moränernas djupare lager äro utomordentligt svärgenomsläppliga för grundvattenströmmar i sidled, och att den naturliga dräneringen av moränmarker sker förmedelst ett ådersystem utmed hällen (se sid. 255), stöder i högsta grad den redan förut vunna åsikten, att någon grundvattenströmning genom moränen av betydelse från Degerö stormyrs bäcken till den nedanför liggande liden ej existerar. Degerö stormyr är en vattenfylld depression i berggrunden, och dess överskottsvatten avbördas genom bäckar. Troligt är även att en och annan spricka i gnejsen kan föra vatten från myrbäckenet, ty urberget äger alltid vattenförande sprickor, vilka matas av ytligt vatten. Denna vattenföring är dock oregelbunden och kan ej gärna ha något samband med den närmaste moränlidens försumpningar, men möjligen däremot ge upphov till källor i ännu lägre terränger.

Den uppfattningen, att ingen nämnvärd transport av grundvatten sker från Degerö stormyr till den nedanför liggande liden, harmonierar utmärkt med MALMSTRÖMS (1923, sid. 116) påvisande av att närmast moränåsen på försöksfältet äro stormyrens torvlager så täta, att någon större infiltration av vatten från torven till moränen ej kan tänkas. Torvlagren

här bestå allmänt i sina undre delar av tät och kompakt dytorv, praktiskt taget ogenomsläpplig för vatten.

Såsom resultat av de utförda undersökningarna må sålunda framhållas, att ingen grundvattentransport av praktisk betydelse försiggår från Degerö stormyr till den nedanför liggande liden.

Det vore av stort intresse att såsom jämförelseobjekt med Degerö stormyr på försöksfältet i Kulbäcksliden studera vattenrörelsen i en fastmark, som verkligen emottager grundvatten från en myr. Ett sådant fall har beskrivits av HALDEN (1926) från Norrala i Hälsingland: en liten myr ligger i en depression i en terräng av grovt, genomsläppligt svallgrus. Från myren sluttar marken nedåt, och det förefaller att gå en grundvattenström med bred front (ungefär den lilla myrens bredd) från myren ned i sluttningen. Inom det band, där grundvattenströmmen framgår, finnes en synnerligen växtlig barrblandskog, medan det bredvid detta band härskar en ganska svagt växande, lavrik tallskog. Myrvattnet har sålunda åstadkommit en frisk, starkt växtlig mark på ett geologiskt underlag, som, där det ej är bevattnat, ger upphov till en torr, hedartad tallskog. Bestämningar av syrehalten i den lilla myrens vatten ådagalade, att där förelåg en utpräglad syrebrist.

I september 1929 besökte jag i docent HALDENs sällskap den omtalade lokalen i Norrala. Jag kunde därvid bestyrka alla hans slutsatser men gjorde ytterligare några observationer, vilkas resultat här må meddelas.

1. Myren är av en ytterligt blöt beskaffenhet och kan hydrologiskt nästan jämföras med en sjö. (HALDEN påpekar även i sin uppsats förekomst av näckrosor.) Svackan i terrängen var sålunda en liten sjö, som småningom till största delen vuxit igen genom gungflybildning, men som ännu hyser stora mängder fritt vatten. Då jordarten är ett mycket genomsläppligt svallgrus, äro förutsättningarna givna för uppkomsten av en grundvattenström på bred front från bäckenet in i den omgivande mineraljorden. Både torven och dess underlag avvika sålunda strukturellt mycket från motsvarande avlagringar å försöksfältet i Kulbäcksliden.

2. En serie grundvattenprov uppumpades med kvicksilverpump ur själva skogsmarken och undersöktes på syre och järn. Inom det område av starkt växtlig skog, där enligt HALDEN grundvattenströmmen framgår, träffades på ringa djup (30—40 cm) ett grundvatten, som befanns vara nästan syrefritt (0,08—0,40 kbcm syre per l) och som samtidigt var ganska rikt på tvåvärdigt järn. Det var sålunda ett typiskt torvmarksvatten. Markprofilen visade här ingen podsolering utan var rödaktigt brun ända upp till råhumustäcket på grund av avsättningar ur grundvattnet, d. v. s. en gleybildning. Inom den svagväxande tallheden lyckades det mig att få upp ett grundvattenprov på en punkt å 80 cm:s djup, 30 meter från det växtliga blandskogsbeståndet. Detta prov var syrerikt (2—4 kbcm per l) och järnfritt, sålunda ett typiskt fast-

marksvatten. Profilen är järnpodsol utan tydlig gleyhorisont. På grund av markens stora genomsläpplighet gick sugningen på alla de undersökta punkterna mycket lätt för sig, sedan väl grundvattennivån nåtts med sonden.

De utförda undersökningarna ge vid handen, att syrefritt eller mycket syrefattigt, på tvåvärdigt järn rikt grundvatten strömmar från torvmarken in i fastmarken och ger där, som HALDEN påpekat, upphov till en skogsvegetation, som är rikare än på sidan om grundvattenströmmen. Tydligt är, att trädens rötter måste ha tillräcklig tillgång på syre ovan grundvattennivån.

Den av HALDEN beskrivna lokalen i Norrala är ett vackert exempel på vilka geologiska förutsättningar, som böra vara för handen, för att verkliga grundvattenströmmar av betydande bredd skola kunna rinna från en myr in i omgivande fastmark utan att det är fråga om någon slags översilning. Det erfordras sålunda en lös, vattenrik torv och en mycket genomsläpplig mineraljord. Ingen av dessa speciella förutsättningar föreligger på Kulbäckslidens försöksfält. Icke heller träffar man därstädes själva symptomet av en grundvattenrörelse från myren, nämligen ett syrefattigt och järnhaltigt grundvatten i fastmarken utanför myrens kant. Däremot förefinnes, såsom ovan framhållits, på många ställen å försöksfältet överrinning av ytligt vatten från torvmarker till lägre belägna fastmarker, där humusortsten bildas. Någon sådan överrinning tyckes, som nämnts, dock icke äga rum i själva stormyrens gräns.

Beträffande grundvattenströmmen från myren å Norralalokalen är det av intresse, att grundvattentransporten från myren till mineraljorden ger sig till känna även genom avsättning av gleybildningar, vilka i motsats mot de ortstenar, som bildas vid överrinning, på intet sätt sammanhånga med blekjordsbildning. Blekjord saknades t. o. m. i den genomströmmade marken i Norrala. Ovan (sid. 304) samt tidigare (1920) har jag omtalat roströda ortstenar, som äro gleybildningar, uppkomna genom grundvattenströmning från myrar, vilande på sand. Närmast myren är ortstenen mera humös, längre bort därifrån limonitisk. Dessa lokaler förete en viss analogi med Norralalokalen, framför allt i fråga om underlagets beskaffenhet. Blekjordsbildning antingen saknas, eller också står den blekjord, som finnes, beträffande sina dimensioner ej i proportion till ortstenen, som är mycket mäktig. Ortstensmarken är bevuxen med växtlig skog och överensstämmer sålunda även i detta avseende med Norralalokalen.

Av ovanstående kan man sluta, att en grundvattenström, som från en torvavlagring söker sig in i genomsläpplig fastmark, alltid medför en hel del kolloider, som komma till avsättning i mineraljorden, främst humusämnen. Detsamma gäller, som ovan uppvisats, ytligt vatten, som från

torv strömmar ned i mineraljord, skillnaden är egentligen att i senare fallet också en mäktig blekjord uppstår. Man finner sålunda, att en vattentransport från torvlager till genomsläpplig mineraljord städse ger sig tillkänna genom avsättning av kolloider i den senare. Om vattnet rinner ut över mineraljorden uppstår en kraftig blekjord-ortstensbildning, om det kommer som grundvatten, en gleybildning, som även kan nå stora proportioner, om mineraljorden är en genomsläpplig sand. På kolloidavsättningar av det ena eller andra slaget torde alltid myrvattnets infiltrationsställen i fastmarken kunna igenkännas och återfinnas.

Som slutsats angående torvmarkers leverans av grundvatten till omgivande mineraljord, varvid således bortses från den ytliga överrinning, som ger upphov till humusortstenar, må framhållas, att en sådan leverans fordrar grusig eller sandig mineraljord, om en strömning på bred front av större betydelse skall kunna uppstå. Men en sådan strömning behöver ingalunda verka skadligt på skogen, under förutsättning av att trädens rötter få sitt syrebehov tillfredsställt ur markluften ovan grundvattennivån eller på annat sätt. I så fall verkar nämligen en dylik grundvattenström befordrande på skogsväxten liksom rinnande vatten i allmänhet. Om emellertid grundvattentillförseln från torvmarken skulle bli så stark, att vattenöverskott, syrebrist och torvbildning inträda, är det mycket lätt att genom ett lindrigt dikningsingrepp förbättra marken. Inga marker äro nämligen så lättdikade som de, vilka bestå av grus eller sand, täckt av torv. I sådana fall är det vanligen tillräckligt att bereda ett avlopp för det vattenförande mineraljordslagret eller också att genom en enkel avskärning hindra myrvattnet att inmatas ovan en viss nivå. Sandlager med grundvattenströmmar från myrar äro dessutom ej alltför vanliga, enär genomsläppliga sandlager ej äro ägnade för försumpningars uppkomst, för så vitt de ej ligga i svackor med försvårat avlopp.

I vanliga fall sker ingen nämnvärd vattenleverans från myrar till omgivande fastmarker annat än i form av ytlig överrinning, där de topografiska förhållandena så medgiva, och i form av bäckar. På dessa lätt iakttagbara företeelser bör naturligtvis skogsdikningen inrikta sig, medan en skyddsdikning mot myrar, vilken avser att avspärra en från dessa kommande grundvattenströmning, i de flesta fall är obehövlig. De fall, där en grundvattenstransport av betydelse från ett myrbäcken till omgivande fastmark sker, äro relativt sällsynta. Sådan transport fordrar att myrbäckenet begränsas av starkt genomsläpplig mineraljord, vilken i och för sig ej är ägnad för uppkomst av försumpningar. I händelse försumpningar verkligen ha uppkommit på

sådan mark, kunna de vanligen på grund av underlagets genomsläpplighet torrläggas medelst mycket obetydliga dikningsingrepp.

Om mineraljordens roll vid avvattning av torvmarker för skogsbörd.

I kap. 7 har givits en utredning av vattnets rörelse i moränmark, varav vissa allmänna slutsatser av betydelse för skogsdikningen kunna dragas. Av utredningen framgår, att normal, morik, ej särskilt stenrik morän är i sina undre lager (t. o. m. c:a 50 cm från markytan) väsentligt mindre genomsläpplig än ett sandlager. Detsamma gäller även de övre lagren av morän, då den är täckt med någorlunda mäktig torv (mer än c:a 30 cm). De övre lagren av moräner, som ej äro täckta av mäktig torv, äro däremot tämligen genomsläppliga för vatten, om de också ej kunna jämföras med sand.

Vid skogsdikningen gäller det att bedöma, huruvida dikena böra skäras ned eller ej i mineraljorden för att bereda avlopp för grundvattnet i denna, varvid en dränering av torven underifrån tillika med avtappningen av det ytligt förekommande vattnet eftersträvas. En sådan dränering genom mineraljorden bidrager, om den kan genomföras, kraftigt till markens torrläggning.

Om ett torvlagers underlag består av grus, sand eller svallad morän, vilken senare är en morän, som i sina övre lager genom vattenbearbetning blivit omvandlad till ett sandigt grus, torde man alltid kunna påräkna en betydande avvattning av mineraljorden genom att låta dikena skära ned i densamma. I fråga om normala moränmarker gäller det, att där torven är tunn (c:a 30 cm och därunder), har man också i stort sett rätt att räkna med en viss dräneringseffekt, genom att bereda avlopp för mineraljordens grundvatten, även om denna effekt ej torde i storlek kunna mäta sig med den som uppnås, där mineraljorden är grus eller sand, resp. svallad morän. Om torven är mäktig, d. v. s. mer än trettio cm, torde man däremot icke kunna uppnå någon nämnvärt förökad dränering genom att låta dikena skära ned i normal morän, som i dylika fall är så tät, att vattnet blott med yttersta långsamhet kan röra sig i densamma. Ur andra synpunkter kan det emellertid i vissa fall vara fördelaktigt att ändå gå ned ett stycke i moränen, såsom för att minska dikesunderhållet o. s. v., men man bör ha klart för sig, att någon nämnvärd dräneringseffekt därmed icke kan förväntas.

Vid dikning av en försumpningsterräng på morängrund torde man lämpligast planera dikessystemet efter vanliga principer, vilka i första hand avse bortskaffande av ytligt avrinnande vatten. Där torven är tunn, tillgodo gör man sig därvid de övre moränlagrens genomsläpplighet genom

att gå ned ett stycke under torven med dikena. Där torven är mäktig, räknar man icke med annat vatten än det, som förekommer på och i torven, och lägger därför ej särskilt an på att gräva igenom denna. I terränger med grus, sand och svallad morän kan man däremot i många fall basera en dikning på underlagets genomsläpplighet och med relativt få, djupa diken söka uttappa grundvattnet ur mineraljorden, som just i sådana marker ofta tryckes upp mot toven och matar denna underifrån med vatten, som diffunderar upp i torven. I lerterränger bildar slutligen torven och den underlagande leran tillsammans ett hart när ogenomsläppligt system, som endast kan torrläggas genom avtappandet av det ytliga vatten, som samlar sig ovan det ogenomsläppliga lagret. Som leror förhålla sig mjälör (kornens storlek $0,02-0,002$ mm) och säkerligen också mojordar ($0,2-0,02$ mm); alla dessa avlagringar släppa endast med svårighet igenom vatten men råka själva lätt i flytning, när de befinna sig i vattenmättat tillstånd. Beträffande mineraljordens egenskaper i samband med skogsdikningen, se även MALMSTRÖM (1928, sid. 270—272 o. 330—331) samt TAMM (1928).

KAP. II Om den nordsvenska skogsmarkens fuktighetstyper och deras betydelse.¹

Allmänna synpunkter på markens fuktighetstillstånd.

De ovan framlagda resultaten av jordmånsundersökningarna i Kulbäcksliden och Rokliden jämte mina tidigare markprofilstudier inom övre Norrland klargöra i viss mån jordmånsbildningens samband med markens genomsnittliga fuktighetstillstånd. Detta samband är i full överensstämmelse med den rådande uppfattningen av den naturliga jordmånsbildningen såsom en av klimatets egenskaper reglerad process. Den klimatfaktor, som det därvid kommer an på, är utom temperaturen icke så mycket nederbörden i och för sig som den mängd nederbördsvatten, som införlivas med marken och bestämmer dennas fuktighetstillstånd. Denna vattenmängd varierar både med nederbördens mängd och den närmast av temperaturen beroende avdunstningen.

Topografiska oregelbundenheter framkalla naturligtvis stora variationer i markens fuktighetstillstånd och därmed också stora lokala olikheter i jordmånsbildningens förlopp. På ett analogt sätt inverka även de geologiska avlagringarnas struktur och genomsläpplighet för vatten. Därför

¹ Den i detta kapitel givna framställningen gäller ej lerterränger, vilka ej varit föremål för granskning. Utan tvivel skall man även inom sådana kunna urskilja fuktighetstyper med stor betydelse för vegetationen.

har man också redan tidigt indelat de nordeuropeiska jordmånsbildningstyperna i podsoltypen och sumptypen (se sid. 170), varvid den förra allt efter lokala fuktighetsförhållanden indelats i järnpodsol och humuspodsol. Detta är dock endast en grovindelning.

På grund av det nu och tidigare framlagda undersökningsmaterialet är det uppenbart, att även fina skiftningar i markens genomsnittliga fuktighetstillstånd spela en roll för jordmånsbildningsprocesserna, vilket i flere fall leder till utbildning av olika markprofilvarianter, som därför med fördel kunna benämnas fuktighetstyper, enär de utgöra ett synligt uttryck för markens genomsnittliga fuktighetstillstånd. Skiftningarna i markens fuktighetstillstånd äro i sin tur framför allt betingade av topografien och jordarternas mäktighet och genomsläpplighet.

Markprofilen är inom Norrland sålunda i allmänhet beroende på de rådande geologiska och topografiska förhållandena, vilka i sin tur bestämma fuktighetstillståndet. Markprofilen är ett uttryck för en av geologisk-topografiska orsaker betingad hydrologisk stabilitet i terrängen, en stabilitet, som bl. a. illustreras av att skogsförsumpninngen för närvarande är praktiskt taget stationär (se MALMSTRÖM 1931).

Å andra sidan framstår markprofilen även som ett uttryck för den på platsen växande, naturliga vegetationens inverkan på sitt substrat, jordarten. Med olika skogssamhällen sammanhånga olika profilvarianter o. s. v. (se nedan givna översikt av markens fuktighetstyper). Förklaringen till det vittgående sambandet mellan dels vegetationen, dels markprofilen och dels topografi och geologisk lagerföljd kan endast vara den, att även vegetationen är i hög grad betingad av den rådande hydrologiska jämnvikten i terrängen. Även vegetationen, d. v. s. skogstyperna, äro sålunda i viss mån ett uttryck för markens genomsnittliga fuktighetstillstånd. Denna slutsats stämmer i viss mån med de grundtankar, som ligga bakom CAJANDERS bekanta skogstypslära (se CAJANDER 1913, CAJANDER och ILVESSALO, 1921), vilken i Finland fått en vidsträckt tillämpning och betydelse. Enligt CAJANDER är skogstypen betingad av ståndortens egenskaper i förening med klimatet. Själva trädslagsfördelningen betraktar han därvid som mera tillfällig, i de flesta fall påverkad av människan, medan markvegetationen utgör det framför allt karakteriserande elementet i en skogstyp. Av CAJANDERS åskådning följer en vittgående stabilitet hos skogstyperna, fattade i hans bemärkelse, d. v. s. med bortseende från den tillfälliga trädslagsfördelningen.

Angående stabiliteten hos våra skogssamhällen finnas olika åsikter. ALB. NILSSON (1895, 1897), vilkens uppfattning i hög grad torde ha påverkat våra skogsmäns tänkande på detta område, såg i flera skogstyper utvecklingsled i riktning mot en viss slutformation. Av en tallhed blir en mossrik

tallskog och slutligen en mossrik granskog. Det geologiska underlaget bestämmer vissa huvuddrag i skogstypens karaktär och inverkar framförallt på utvecklingens hastighet. Den NILSSONska uppfattningen kan verifieras i en mängd, såsom det synes, tydliga och klara fall. Den kan sägas representera en ståndpunkt som är i viss mån motsatt CAJANDERS.

I och med markprofilstudierna har frågan om våra norrländska skogstypers resistens och föränderlighet kommit i ett något klarare läge än förut. Genom att man på ett skarpare sätt än förr kan sätta diagnos på marken, kan man nämligen också på ett bättre sätt än förut utnyttja det material av objekt för jämförande vegetationsundersökningar, som naturen i rikt mått erbjuder.

Det visar sig genast, att själva trädslagsfördelningen i naturskogen, som i Norrland i huvudsak består av tall, gran och björk, ej är fullständigt bestämd av markens fuktighetstyp. Ett undantag från denna regel framvisar dock skarpmarkspodsolen, som praktiskt taget aldrig är bevuxen med annat trädslag än tall. Denna fuktighetstyp, som är extremt torr, lämnar mycket litet spelrum för vegetationsförändringar över huvud taget och är därför kombinerad med en speciell skogstyp, den lavrika tallheden utan nämnvärd gran- och björkinblandning, som är fattig på mossor, och vars ris äro torftiga och lågvuxna.

Torrmarkspodsolen medger ett något större spelrum för vegetationens förändringar, såväl betr. träden som markväxterna. Dock är den ur skogsbrukssynpunkt en alldeles tydlig tallmark.

Friskmarkspodsolen är en fuktighetstyp, som medger stora växlingar hos vegetationen, såväl beträffande trädslag som markväxter. Detta sammanhänger säkerligen med att friskmarkspodsolen, som ej är någon extrem typ, blott utgör ett relativt grovt uttryck för markens fuktighetstillstånd. Friskmarkspodsolen rymmer därför ett flertal olika fuktighetstyper, som kunna särskiljas genom lutning och exposition, jordarternas mäktighet, markvegetationens sammansättning (se nedan) o. s. v. Man kan lätt inom friskmarkspodsolens område i många fall urskilja ett sammanhang mellan exposition och markvegetationstyp, vilket anger, att även på denna jordmånstyp vegetationens sammansättning och utveckling till stor del beror på ett stabilt genomsnittstillstånd i terrängens fuktighetsförhållanden. Sumpväxterna, särskilt vitmossorna, saknas som ovan nämnts (kap. 10) inom friskmarkspodsolens område. I detta sakförhållande komma markprofilens och vegetationens gemensamma samband med den allmänna fuktighetsstabiliteten till uttryck.

Humuspodsolens varianter jämte järnhumuspodsolens kännetecknas, när de förekomma i sluttningar, av flere, varandra botaniskt närstående typer av mer eller mindre *Sphagnum*-rika skogar av gran och tall med inbland-

ning av björk, asp, gråal o. s. v. Det är alldeles påtagligt, att det i dessa marker är fuktighetstillståndet, dikterat av grundvattnets allmänna läge och markvattnets rörelse, som är avgörande för skogstypens sammansättning och egenskaper, varvid dock trädslagsfördelningen därjämte är i hög grad beroende på beståndets utvecklingshistoria. Genom skogsbrand har stundom tallen blivit dominerande på sådana marker, men själva markvegetationen ändras mycket obetydligt genom branden, dess sammansättning står i nära relation till den rådande fuktighetstypen. Varje skiftning i markvattnets rörlighet återspeglas i markvegetationen, som i den mån vattenrörligheten blir större, blir allt örtrikare. Markvegetationen är således i sådana marker strängt betingad av geologisk-topografiska faktorer, och detsamma gäller säkerligen även trädens tillväxt, troligen även i någon mån deras stamform och andra skogliga egenskaper.

Humuspodsoler m. fl. fuktiga jordmånstyper å plana eller svagt sluttande marker kännetecknas av mer eller mindre torvbildande växtsamhällen, och marken räknas merendels till impedimenten. Även här återspeglas emellertid fuktigheten noga av vegetationen, vars sammansättning således synes vara bestämd av de geologiska och topografiska faktorerna.

Här må påpekas, att den vittgående stabilitet hos jordmånstyp och vegetation, som sålunda råder i det nordsvenska barrskogsområdet och särskilt i dess nordliga del, icke på samma sätt gäller för södra och mellersta Sverige. Genom att dessa delar av vårt land ligga på gränsområdet mellan tvenne klimatiska jordmånstyper, brunjorden och podsolen, kommer markens så väl som vegetationens utveckling i många fall att bero på tillfälliga orsaker; man kan likna tillståndet i marken vid en våg i jämnvikt, en liten belastning av den ena vågskålen kommer att förskjuta jämnvikten, d. v. s. ändra utvecklingen. Dock har det av geologisk-topografiska faktorer betingade fuktighetstillståndet även där en mycket stor betydelse såsom en grundfaktor, vilken verkar reglerande på de jordmånsbildningsprocesser av olika slag, vilka närmast inverka på vegetationens sammansättning och trevnad.¹

I Norrland kunna därför människans ingrepp i skogen ej leda till lika genomgripande förändringar i marken som stundom i södra och mellersta Sverige. De största förändringarna åstadkommas genom dikning, varvid just grundfaktorn, d. v. s. fuktighetstillståndet ändras. I övrigt inskränka sig möjligheterna för människans påverkan av marken till en omvandling av humustäcket, vilket dock som bekant kan medföra avsevärda

¹ I södra och mellersta Sverige ha som bekant lövskogen såväl som hagmarkernas växtsamhällen i hög grad påverkat markens egenskaper och produktivitet. Skogstyperna framstå därför i dessa delar av landet i stor utsträckning såsom betingade av mer eller mindre tillfälliga (utvecklingshistoriska) orsaker.

förbättringar av betingelserna för skogsträdens växt såväl som av föryngringsvillkoren (HESSELMAN, 1917 b).

Av det ovan sagda följer, att skogstypernas allmänna stabilitet är större i Norrland än i södra Sverige. Då Finland i det stora hela överensstämmer med Norrland, får man härigenom också en förklaring på att den finska skogsforskningen så kraftigt har betonat skogstypernas stabilitet, medan den svenska haft mera blick för deras föränderlighet. Utan tvivel träffa nämligen både ALB. NILSSONS och CAJANDERS uppfattningar (se ovan) var på sitt sätt verkligheten. Vad som för CAJANDER är resistens hos exempelvis en lavrik skog var för ALB. NILSSON en av naturförhållandena betingad långsamhet, i vissa fall ända intill stillestånd i utvecklingen. De båda nämnda forskarnas uppfattning mötas sålunda otvivelaktigt i fråga om högnordiska skogar, även om deras uppfattningar hava uttryckts på olika sätt.

Om skogsmarkskaraktistik och betydelsen härav.

De utförda undersökningarna hava lett till metoder för en förbättrad karaktistik av skogsmarken i Norrland. Tidigare har man för sådant ändamål använt sig av de av geologerna urskilda jordarterna, d. v. s. de geologiska avlagringarna. I och med fuktighetstyperna har man nu fått ett medel att karakterisera markens allmänna fuktighetstillstånd. Redan förut ha professor HESSELMANS bekanta humusundersökningar (HESSELMAN 1917, a, b, c, 1926) givit oss medel i handen att bedöma humustäckenas olika kvalitet och värde. Visserligen ha hans undersökningar nog samt visat, att man för att på ett noggrant sätt kunna bedöma humustäcket behöver relativt tidsödande laboratorieundersökningar, men en grovbedömning av detsamma kan man dock göra redan i fält, delvis med hjälp av markvegetationen och trädens föryngringsförhållanden. Genom att sålunda granska den geologiska avlagringen, fuktighetstypen och humustäcket kan man redan i fält skaffa sig en ganska god orientering över en marks egenskaper och skogliga användbarhet.

Vid skogsmarksundersökning bör man bestämma och karakterisera dels jordarten eller den geologiska avlagringen, dels markprofilen och humustäcket.

Med jordart förstås härvid morän, svallad morän, grus, sand, mo, mjäla, lera samt torv, om denna är mer än trettio cm mäktig. I flere fall kan en mosaik av två eller flere jordarter föreligga, t. ex. av lera och svallad morän. Jordarten bör naturligtvis, i den mån det är möjligt, närmare kännetecknas med hänsyn till mäktighet och egenskaper i övrigt. Var och en av de anförda jordarterna kunna indelas i olika varianter efter de

kornstorlekar, som ingå i dem, och moränerna dessutom efter blockrikedomen.

Markprofilen återföres i Norrland på någon av de typer, som nedan skola uppräknas, eller, om detta ej är möjligt, beskrives den eller ev. införes en ny, lokal typ. Om jordarten är torv, som således (jfr sid. 176) är mer än trettio cm mäktig, behöver profiltypen ej särskilt iakttagas.

Humustäcket bedömes dels på grund av dess mäktighet och utseende, sålunda efter utvecklingen av resp. förmultningsskikt och humusämnesskikt (se HESSELMAN 1926, sid. 207) dels genom att notera förekommande markväxter, dels genom observation av eventuellt förekommande föryngring i luckor ävensom markvegetation och föryngring å förhanden varande kala fält.

Tillsammans bilda jordarten och markprofilen, vari inbegripes humustäcket, en enhet, som lämpligen kan benämnas skoglig marktyp. En sådan, fattad på detta vis, ger på bästa möjliga sätt med enbart fältundersökning ett uttryck för en marks skogliga egenskaper.

Skogens växt och tillstånd äro som bekant beroende av ett stort komplex av faktorer, vilka dock kunna indelas i vissa huvudgrupper. En sådan huvudgrupp representeras av marken, en annan av klimatet, varvid även hänsyn tages till lokalklimatet, en tredje av beståndets utvecklingshistoria. Det lokalklimatiska inflytandet låter sig till en viss grad bedömas med hjälp av höjden över havet, expositionen och det geografiska läget. Den utvecklingshistoriska faktorn i Norrland är ännu så länge i stort sett en fråga om hur lång tid, som förflutit sedan beståndet senast härjades av brand, varvid humustäcket regenererades och skogen föryngrades (se HESSELMAN 1917 b, sid. 956). Även denna fråga låter sig som bekant i många fall diskutera med relativt säkra premisser. Sedan nu markprofilen såsom kännetecken på markens fuktighetstillstånd och alla konsekvenser, som detta medfört, tillkommit, kan även markkomplexet på ett säkrare sätt än förut insättas i sammanhanget. Härigenom ha möjligheterna att medelst jämförande observationer bedöma orsakerna till ett skogsbestånds tillstånd och produktionsförmåga alltså ökats.

Eftersom en vittgående korrespondens råder mellan skogstyper och markprofiler, kan man redan efter noggrann bestämning av skogstypen och jordarten i flere fall också anse markprofilen eller fuktighetstypen vara känd. Men det finnes också många fall, där den botaniska undersökningen ej ger rätt besked, men där bestämningen av markprofiltypen ger viktiga upplysningar om markens fuktighetstillstånd och beståndets delvis därav beroende utvecklingsmöjligheter. Ett sådant fall beträffande tallhedarna skall i det följande vidröras. Under alla förhållanden blir fastställandet av markprofiltypen genom direkt undersökning en värdefull

kontroll på de botaniska iakttagelserna, vilken vid verkligt noggranna undersökningar av exempelvis provytor för skogsvetenskaplig forskning helst alltid bör göras.

I många fall skall man finna, att å en terräng föreligger ett komplex av två eller flera markprofiltyper, beroende på, att fuktighetsbetingelserna variera starkt från punkt till punkt. Vanligen äro sådana förhållanden betingade av en i smått orolig topografi. I sådana mosaikterränger får man karakterisera marken såsom ett komplex av vissa typer, där ev. den ena eller andra dominerar. Endast på så sätt torde i en mängd fall det hjälpmedel till förfinad markkarakteristik, som fuktighetstyperna erbjuda, kunna till fullo utnyttjas.

Den allmänna betydelsen av att kunna väl karakterisera skogsmarken bör icke underskattas. Man kan därigenom i viss mån avgöra, om tvenne ståndorter äro jämförliga eller ej. Detta har givetvis betydelse vid så gott som alla skogliga försök å provytor. Över huvud taget kan man vid skoglig forskning sortera observationsmaterial efter marken på ett skarpare sätt, ju bättre metoderna för granskning av marken äro. På så vis torde fastställandet av de skogliga marktyperna, innefattande såväl jordart som fuktighetstyp och humustäcke, bli ett värdefullt hjälpmedel för framtida skoglig detaljforskning.

Ett bestämmande av marktypen torde även för praktikern i många fall kunna vara av betydelse¹. Fuktighetstillståndet i marken är utan tvivel icke sällan avgörande för resultatet av den ena eller andra skogsvårdsåtgärden, särskilt vid föryngringen, och vikten av att man tillämpar gjorda erfarenheter blott på i markhänseende något så när jämförliga lokaler är uppenbar. Härvid torde bestämmandet av marktypen kunna bliva ett hjälpmedel, som skall kunna möjliggöra en något större precision vid planerandet av skogliga åtgärder, än vad som förut har varit möjligt. En liknande betydelse torde urskiljandet av marktyper komma att få på betesbrukets område. — På grund av den variation i smått, som utmärker markprofilens utbildning i våra terränger, får man emellertid aldrig nöja sig med undersökning av endast en profil, utan man måste taga till ett flertal sådana. Med lämpliga redskap (spade och borr) låter sig detta dock utföra på kort tid.

Översikt över de hittills urskilda fuktighetstyperna.

En sammanfattande framställning av skogstypernas och marktypernas relationer till varandra i de områden av övre Norrland, som varit före-

¹ På senaste tid har professor ENEROTH (1931) upptagit mina hittills preliminärt framlagda fuktighetstyper såväl som MALMSTRÖMS norrländska skogstyper och låtit dem ingå i det skogstyp-marktypsystem, som han önskar lägga till grund för biologisk skogsskötsel i Lappland.

mål för specialundersökningar, hoppas jag att framdeles få framlägga tillsammans med min kollega, docenten C. MALMSTRÖM. Här inskränker jag mig till en översikt av de hittills uppställda fuktighetstyperna, varvid jag måste hänvisa till de på olika ställen i detta arbete meddelade avbildningarna av desamma.

Här må framhållas, att denna översikt i första hand gäller övre Norrland. I de södra delarna av det nordsvenska barrskogsområdet gälla icke alltid samma lagbundenheter som i övre Norrland, och längre söderut i Svealand äro förhållandena i talrika fall mera komplicerade. Den klimatiska brunjorden förekommer här i omväxling med podsoler (jfr TAMM 1930) och av dessa finnas sådana, som utvecklat sig ur brunjordar. De södra delarna av det nordsvenska barrskogsområdet bilda en övergång till Mellansverige: i den mån som klimat och vegetation i dessa delar ha en mera nordisk prägel, överensstämma även jordmånstyperna i stort sett med övre Norrlands, men i den mån som klimat och växtlighet ha en mellansvensk prägel, framvisa även markprofilerna övergångar till dem som äro vanliga i sydligare trakter.

De olika fuktighetstyperna äro följande:

1. **Skarpmarkspodsol.** (Se fig. 5.) En järnpodsol med 1—2 cm:s smulig råhumus, till stor del bildad av lavar, en i genomsnitt 2—3 cm mäktig blekjord samt en vanligen mäktig men föga kolloidrik och därför svagt färgad rostjord. Skarpmarkspodsolen träffas nästan uteslutande på mäktiga sand- och grusavlagringar. Om den undantagsvis förekommer på moränmark, så är det i sydexponerade lägen nära toppen av kullar, d. v. s. extremt torra lokaler. På finsandiga och morika avlagringar förekommer knappast verklig skarpmarkspodsol. På marker med skarpmarkspodsol träffas alltid en starkt lavrik tallskog, som är fattig på gran, björk och mossor. Granar och björkar förmå ej i högre grad intränga i detta skogssamhälle. Skarpmarkspodsolen är sålunda de allra torraste tallmarkernas profiltyp, och den kan tjäna till att skilja dessa från andra tallmarker, som tillfälligtvis ha en likartad vegetation tack vare en skogsbrand, men vilkas bestånd äga andra utvecklingsmöjligheter. Bestämningen av markprofiltypen på torra tallhedar är således ett medel att i viss mån bedöma, om det skogssamhälle, som man har att göra med, verkligen är betingat av att marken är mycket torr, eller om det sammanhänger med ett mera tillfälligt utvecklingsstadium hos vegetationen efter skogsbrand. I senare fallet har man att vänta sig, att beståndet framdeles skall förändra sig, att granen och björken skall inkomma o. s. v. Skarpmarkspodsol är samma typ, som tidigare (TAMM 1920) benämnts lavpodsol.

2. **Torrmarkspodsol.** Denna fuktighetstyp kan med hänsyn till profilens utbildning uppdelas i tvenne undertyper A och B. I den förra är ej markprofilens regelbundna skiktning utom i enstaka fläckar påverkad av uppfrysning, medan däremot i den senare så allmänt är fallet.

A. Normal torrmarkspodsol. (Se fig. 6.) Humustäcket och blekjorden äro genomsnittligt mäktigare än i föregående typ, rostjorden är rätt starkt rostfärgad utan att dock nästa typ, den friska järnpodsolmarken uppnås. Stundom innehåller den ortstensskikt. Det är svårt att giva några siffror för blekjordens medelmäktighet, enär förhållandena variera ganska mycket i olika delar av norra Sverige. I trakter, där den friska järnpodsolen genomsnittligt har en blekjord av 11—12 cm finner man ofta en torrmarkspodsol med i genomsnitt 4—6 cm. Lokalt företer blekjorden liksom i alla järnpodsolprofiler stora växlingar från punkt till punkt. Torrmarkspodsolen ligger i alla avseenden mellan skarpmarkspodsolen och den friska järnpodsolmarken. Den vanliga torrmarkspodsolen träffas på moräner, som av en eller annan anledning äro särskilt torra och på sandavlagringar, stundom på mo och mjåla. Det tillhörande skogssamhället är tallskog, ofta lavrik, men samtidigt innehållande mossor. Granen och björken möta i dessa skogar ej samma svårigheter för sin utveckling som på de skarpa markerna, ty granen kan stundom rent av förtränga tallen. I vissa fall är det möjligt, att torrmarkspodsolen helt betingas av utvecklingshistoriska orsaker, d. v. s. det är tänkbart, att de torra tallskogarna i en trakt så ofta hava blivit avbrända av skogseld, att vegetationen aldrig har förmått utveckla sig till en starkare humusbildande skog, vilken skulle ha alstrat en mäktigare blekjord (se TAMM 1920, sid. 186).

Icke så sällan träffar man i högnordiska tallhedar vegetationslösa fläckar med förstörd markprofil (se TAMM 1920, sid. 95—97). Jag tolkade dessa fläckar såsom resultat av kombinerad uppfrysning och jordflytning ovan tjälen. Denna uppfrysning i fläckar är emellertid något helt annat än den allmänna uppfrysning, som nedan skall beröras under B. Det är emellertid uppenbart, att torrmarkspodsolerna äro ganska benägna för uppfrysning, vilket tydligen beror på, att markvegetationen ej erbjuder tillräckligt skydd mot temperaturväxlingarna.

B. Torrmarkspodsol med allmän uppfrysning. Där marken bildas av finkorniga sediment (dock grövre än lera) och vegetationen är en lavrik tallskog, vars tunna humustäcke knappast hindrar uppfrysning, blir podsolprofilen ofta nästan överallt helt eller delvis förstörd genom uppfrysningsrörelser i markytan. Detta förekommer sålunda på mo- och mjålavlagringar, vilka ofta bilda plana terrasser i ådalar och annorstädes. Sådana marker igenkännas ofta på att marken i ytan framvisar uppfrys-

ningsstruktur, d. v. s. en karakteristisk knottrighet eller i andra fall små välvda upphöjningar. Endast här och var träffar man i vissa sådana marker en fläck, som undgått uppfrysning och där det då också finnes en mera tydlig podsolprofil utbildad, i regel med tunn blekjord. En sådan profil har utbildat sig under den troligen relativt korta tid då den lilla fläcken ej varit utsatt för uppfrysning, och har därför ej hunnit bliva så utpräglad. Dessa markers jordmånstyp skulle därför mycket lätt förväxlas med skarpmarkspodsolen, om man ej toge hänsyn till uppfrysningen. Markens allmänna fuktighetstillstånd överstämmer emellertid med torrmarkspodsolens, vilket framgår av vegetationens sammansättning. Den är uppenbart fuktigare än skarpmarkspodsolen, vilket också är helt naturligt med hänsyn till den finkorniga, ganska starkt vattenkvarhållande jordarten.

Torrmarkspodsolerna av B-typen såväl som av A-typen äro speciella tallmarker, i övre Norrland i stor utsträckning lavrika tallskogar. De äro ej torrare än att även granen och björken förmå invandra, om ock dessa träd i vissa fall ej nå full utveckling.

3. **Friskmarkspodsol.** (Se fig. 2.) Friskmarkspodsolen kännetecknas av en råhumus, vanligen av 5—10 cm:s mäktighet och en blekjord, som i övre Norrland och stora delar av Dalarna och Bergslagen är i genomsnitt 11—13 cm mäktig, medan den i de östra delarna av mellersta Norrland ofta är tunnare, t. ex. 7—8 cm i medeltal. Härvid må påpekas, att stora, lokala mäktighetsväxlingar från punkt till punkt (se fig. 2) alltid förekomma. Rostjorden är rostgul till roströd eller rostbrun, stundom förekommer ortsten. Typen är mycket allmän, den kännetecknar framför allt granskogarna och grantallskogarna på moräner, stundom finnes den på sand och ofta på mo och mjäla, som i så fall ej förete spår av allmän uppfrysning (vilket ej utesluter att uppfrysningen i säddgropar kan vara mycket besvärande). Friskmarkspodsolen kännetecknar just sådana marker som ha ett relativt gynnsamt fuktighetstillstånd utan att vara tydligt influerade av grundvattnet. Typen innesluter olika varianter, som skilja sig i fuktighetshänseende. Dessa äro svåra att skilja enbart genom profilundersökning, medan det är lättare att göra det med hjälp av markvegetationen. I övre Norrland har sålunda *Dryopteris Linnæana* visat sig vara en utmärkt indikator för de fuktigare varianterna av friskmarkspodsolen. Förekommer *Dryopteris* (varvid skogstypen lämpligen benämnes vitmossfri *Dryopteris*-typ), så har marken vanligen ett bättre fuktighetstillstånd, än där den icke förekommer, vilket resulterar i gynnsammare föryngringsförhållanden och vanligen även bättre växtbetingelser för skogen.

Ehuru friskmarkspodsolen i stora delar av Norrland är de vitmossfria granskogarnas speciella profiltyp, så är det fullkomligt tydligt att den

i allmänhet lämpar sig bättre för gran-tallblandskog än för ren granskog. I synnerhet gäller detta om den torrare, *Dryopteris*-fria varianten. Efter skogsbrand uppstår på denna en växtlig tallbjörkskog, där granen snart invandrar. När utvecklingen under årens lopp åter hunnit till ren granskog, äro i regel växtbetingelserna ånyo försämrade. I övre Dalarnas och Härjedalens mineraliskt svaga trakter är den friska järnpodsolmarken i allmänhet bevuxen med ljung- och lavrik tallskog (se TAMM 1920, sid. 179). Man har här rätt att tillskriva markens mineralogiska svaghet huvudorsaken till att granen och björken ej spela någon roll, trots att fuktighetsförhållandena för dem äro tillfredsställande. I mineraliskt rikare trakter, såsom i de delar av Norrland, där mina senaste undersökningar utförts, träffas stundom även lavrik tallskog på frisk järnpodsolmark. Det plägar då dels vara frågan om den egenartade tallskogstyp, som man ej sällan finner i myrkanter (se sid. 237), dels och vanligast om lavrika tallskogar, uppkomna efter brand, vilka genom invandring av gran och mossor synbarligen hastigt utveckla sig i riktning mot mossrika granblandskogar.

4. **Järnhumuspodsol.** (Se fig. 19.) Typen kännetecknas av att humustäcket och blekjorden genomsnittligt äro något mäktigare än i den friska järnpodsolen, samt av att rostjorden innehåller en övre humös zon eller mörka, humösa strimmor. Järnhumuspodsolen är ett symptom av att grundvattennivån genomsnittligt ligger så högt, att grundvattnet tydligt influerar på rostjordsbildningen. Marken är så fuktig att den synes medge vitmossorna att växa, även om de stundom ej finnas i hög frekvens eller alldeles träda tillbaka. Järnhumuspodsolen är i allmänhet tillfinnandes i övergångsbälten av större eller mindre bredd mellan järnpodsol- och humuspodsolområden. Dess skogliga värde sammanhänger liksom beträffande alla tydligt grundvattenbetonade marker i norra Sverige med lutningsförhållandena. Vid svag lutning eller plan mark kan den vara en vattensjuk mark, där träden befinna sig i ett mindre gott tillstånd, medan i sluttningar den kan vara en något bättre skogsmark än järnpodsolen. Den är då i allmänhet ansluten till humuspodsoler, varom mera nedan.

5. **Humuspodsol med stark anrikning utan ortsten.** (Se fig. 3 och fig. 21). Humustäcket är mäktigare än i föregående typer, dock ej mer än c:a 30 cm. Blekjorden är humös och mäktig, och i stället för rostjord förefinnes ett mörkt, utpräglat humusfärgat anrikningsskikt, ofta av flere dm:s tjocklek. Humuspodsol med stark anrikning utan ortsten är ett symptom av ännu högre genomsnittligt grundvatten än järnhumuspodsolen. Typen är vanlig i torvmarker med tunn torv. Dess skogliga värde sammanhänger med topografien. Är marken plan och i följd härav grundvattnet stagnerande, råder försumpnings- och torvbildningsbetingelser. I sluttningar däremot finnas å humuspodsol ofta skogar

av hög bonitet. I så fall förefinnes vanligen en mosaik av humuspodsol av olika varianter, stundom även med inblandning av järnhumuspodsol och gråblå sumpjordmån. Dessa sluttande humuspodsolterränger skola närmare behandlas under humuspodsol med svag anrikning och tunt humustäcke som plägar vara dominerande å sådana marker.

6. **Humuspodsol med ortsten.** (Se fig. 22.) Humuslager av varierande mäktighet från c:a 10 cm till 30, stundom 50—60 cm. Mäktig, grå, något humös blekjord, mäktig, svartbrun, ofta skivformig ortsten. Denna markprofil är ej ett symptom av högre grundvattenstånd än de båda föregående, men i stället vittnar den om pårinning av humushaltigt vatten från omgivningarna. Den spelar i arealhänseende ej stor roll, emedan den fordrar säregna topografiska betingelser för sin uppkomst. Den förekommer, där torvavlagringar gränsa mot väl dränerad mineraljord, som är genomsläpplig för nedsipprande vatten. Dess skogliga betydelse är därför ej stor, men den påträffas ofta vid dikningar och väcker därvid uppmärksamhet.

7. **Humuspodsol med tunt humustäcke och svag anrikning.** (Se fig. 23.) Denna typ kännetecknas av ett 10—30 cm:s humustäcke, grå, starkt humös, mäktig blekjord samt ett diffust, svagt utbildat, till färgen smutsigt brunt, ofta fläckigt anrikningsskikt. Den är betecknande för ett genomsnittligt högre grundvattenstånd än de föregående typerna. Den träffas inom torvmarker men även inom växtliga skogsmarker å sluttande terräng. Skogarna på sluttande humuspodsolmarker kunna vara mycket växtliga, vilket utan tvivel sammanhänger med grundvattnets, såväl som det i humustäcket och tidvis å markytan befintliga vattnets rörlighet i markens lutningsriktning. Om jordarten är sand eller grus, bli ofta möjligheterna för vattnets rörelse i sidled stora, och den vanliga humuspodsolen med svag anrikning ersättes av brunjord eller brunjordsliknande varianter av humuspodsol. I fuktiga moränsnittningar i övre Norrland träffas däremot oftast en mosaik av olika humuspodsolvarianter. Punkter, som ha god dränering underifrån, utmärkas av humusortstenar, ifall tillrinning från omgivningarna förefinnes, eljest av järnhumuspodsol. Terrängpartier, som höja sig något över omgivningarna, ha järnhumuspodsol eller järnpodsol. Depressioner, som utmärkas av svag dränering underifrån, kännetecknas av humuspodsol med mycket svag anrikning eller t. o. m. av gråblå sumpjordmån. Alla dessa typer kunna bilda ett komplex. Även humustäckets mäktighet varierar med fuktighetsförhållandena. Sådana sluttningar äro vanligen bevuxna med växtliga, goda, något lövblandade granskogar, eller, om marken nyligen har brunnit, med vackra, lövblandade tall-granblandskogar. Humustäcket är i ett mycket gott tillstånd, vilket bl. a. framgår av att skogen föryngrar sig lätt i luckor. Markvegetationen känneteck-

nas av riklig förekomst av *Dryopteris Linnæana* jämte mer eller mindre rikligt med vitmossor (*Sphagnum Russowii* och *Sphagnum Girgensohnii*). Skogstypen kan lämpligen benämnas den vitmossrika *Dryopteris*-typen. Om grundvattnet ligger mycket högt, närmar sig marken impedimenten, i det att trädens växtkraft avtager. Samtidigt sluter sig *Sphagnum*-mattan och skogstypen får räknas till den blåbärsrika gransumpskogen med inslag av andra godartade sumpskogstyper, allt under förutsättning av någorlunda stark lutning och därav framkallad rörlighet hos markvattnet.

8. **Brunjord med genomsilande grundvatten i sluttningar.** Brunjorden har nyligen skildrats av mig i annat sammanhang (TAMM 1930). Den kännetecknas av att humusen är en mull, som underlagras av ett 30—100 cm mäktigt kakaobrun mineraljordslager. Övergångarna mellan humuspodsol och brunjord utmärkas av ett luckert, tunt, något mullartat humustäcke, varunder kommer ett brunt lager, som upptill närmast humustäcket dock företer en ljusare färg än längre ned. Brunjordar äro inom det nordsvenska barrskogsområdet betingade av genomsilande grundvatten, resp. av kalkrikedom i underlaget eller helst av båda dessa företeelser i förening (TAMM 1930, sid. 11). I kalkrika trakter träffas sålunda brunjordar hur nordligt som helst, om terrängen är starkt lutande. I de trakter, som nu varit föremål för undersökning, finnas inga äkta brunjordar, endast övergångar mellan humuspodsol och brunjordar, och dessa äro knutna till genomsläppliga sand- och grusavlagringar i sluttningar med hastigt genomsilande, högt grundvatten. Dessa marker igenkännas bäst på sin starkt örtrika markvegetation med riklig förekomst av frodiga och högvuxna örter såsom *Mulgedium alpinum*, *Geranium silvaticum* m. fl. De äro de produktivaste granmarkerna med vacker luckföryngring, men kunna även bära vacker lövblandad tall-granblandskog.

9. **Gråblå sumpjordmån med tunt humustäcke.** (Se fig. 4.) Denna typ kännetecknas av ett torvartat humustäcke, (mäktighet < 30 cm), varunder direkt kommer gråblå mineraljord, vars översta del kanske är något humusimpregnerad. Grundvattnet står praktiskt taget ständigt uppe i markytan. Typen förekommer fläckvis i grunda torvmarker. Den spelar emellertid ingen större roll, emedan de hydrologiska förhållanden, som den representerar, vanligen ha givit upphov till mäktigare torvlager, varvid marken hänföres till följande typ. Markens skogliga värde sammanhänger likasom beträffande de andra fuktiga typerna med lutningen och vattnets rörelse.

10. **Gråblå sumpjordmån resp. humuspodsol med svag anrikning. Mäktig torv.** (Mäktighet > 30 cm, se fig. 27, 31 och 32). Under torven kommer blågrå mineraljord, som övest är något humusimpregnerad. Är mineraljorden morän, är det vanligt, att i torvens undre skikt finna en

mängd uppfusna stenar. Grundvattennivån i mineraljorden kan antingen (åtminstone tidvis) ligga ett stycke under torven, vilket utvisas genom förekomsten av en gleyhorisont (se sid. 219), eller också kan grundvattnet, (åtminstone tidvis) tryckas upp emot torven (se sid. 221). Marken kan från skoglig synpunkt rubriceras som en torvmark med de egenskaper, som tillkomma en sådan. Att behandla dessa markers allmänna egenskaper är sålunda detsamma som att behandla torvmarkernas. Detta faller emellertid utom ramen för detta arbete.

KAP. 12. Profilbeskrivningar och tabeller.

I det följande äro alla angivna elektrometriska p_H -bestämningar utförda av fröken G. LAURENTZ. Bestämningarna av citronsyrelöslig fosforsyra (se sid.

Tab. II. Profil 1. Analytiska data.
Analytische Daten.

	A ₂ Finm. ¹ 79 %	B Finm. ¹ 71 %	C Finm. ¹ 76 %
	Nr 50 *	Nr 51 *	Nr 52 *
H ₂ O.....	2,00 %	4,27 %	2,32 %
Humus.....	2,15	3,03	1,17
SiO ₂	79,14	70,28	74,15
TiO ₂	0,45	0,44	0,44
Al ₂ O ₃	9,21	11,46	10,82
Fe ₂ O ₃	1,25	3,89	3,88
MgO.....	0,52	0,96	1,05
CaO.....	1,77	1,74	1,86
Na ₂ O.....	1,89	1,62	1,99
K ₂ O.....	2,41	2,36	2,45
P ₂ O ₅	sp.	0,19	0,11
Summa	100,79	100,24	100,24
Kolloider:			
Humus.....	2,15 %	3,03 %	1,17 %
SiO ₂	0,09	0,49	0,18
Al ₂ O ₃ ..	0,31	1,73	0,68
Fe ₂ O ₃ ..	0,20	1,24	0,62
Summa	2,75	6,49	2,65
N.....	—	0,032 % (1,05 %) ²	—
P ₂ O ₅ -lösl. ³ ..	0,008	0,010	0,014
p _H elektr.....	3,7	4,5	4,8
p _H kolor.....	3,7	4,4	4,9

* Analytiker: O. Tamm.

¹ Finm. = finmaterial, se sid. 181.
feines Material.

² Procenttalet inom parentes är humuskomponentens kvävehalt.
In Klammern: Der Stickstoffgehalt der Humuskomponente.

³ P₂O₅-lösl. = fosforsyra, löslig i citronsyra, se sid. 181.
Phosphorsäure, löslich in Zitronensäure.

181) äro samtliga utförda genom ingenjör H. RIEHM på fil. dr. O. ARRHENIUS' laboratorium.

Profil 1. Järnpodsol, Häsjö, Jämtland.

Profilen är publicerad i TAMM 1920, s. 249. Berggrund: revsundsgranit. Jordart: normal morän. Topografi: jämn plattå. Höjd: c:a 320 m ö. h. Vegetation: tallblandad granskog av *Vaccinium*-typ.

A₁ 0—5,5 cm råhumus.

A₂ 5,5—13 cm blekjord, utpräglad, gråvit, varierar i mäktighet mellan 2 och 20 cm, medeltal 7,5 cm.

Tab 12. Profil 1. Av analyserna beräknad sammansättning hos jordens mineral-komponent (utan humus, vatten och oorganiska kolloider.)

Aus den Analysen berechnete Zusammensetzung der Mineralkomponente des Bodens (ohne Humus, Wasser und anorganische Kolloide).

	A ₂	B	C
SiO ₂	82,33 %	78,00 %	77,64 %
TiO ₂	0,47	0,49	0,46
Al ₂ O ₃	9,25	10,87	10,64
Fe ₂ O ₃	1,09	2,96	3,42
MgO	0,54	1,07	1,10
CaO	1,84	1,95	1,95
Na ₂ O	1,97	1,81	2,09
K ₂ O	2,51	2,64	2,57
P ₂ O ₅	sp.	0,21	0,12
Summa	100,00	100,00	100,00
Kvarts	56,53 %	50,27 %	49,47 %

Tab 13. Profil 1. De vid vittringen utlösta mängderna av olika ämnen, α , angivna i procent av den ovittrade jorden, samt vittringsgrader, β , och vittringsindices.

Die ausgelaugten Mengen verschiedener Stoffe in Prozenten des unverwitterten Bodens, α , Verwitterungsgrade, β , und Verwitterungsindizes.

	A ₂ (Vittringsindex 63)		B (Vittringsindex 11)	
	α	β	α	β
Sil. ¹ SiO ₂	5,64	20,0	0,94	3,2
TiO ₂	0,05	11,9	— 0,02	— 4,3
Al ₂ O ₃	2,55	24,0	— 0,05	— 0,5
Fe ₂ O ₃	2,46	72,0	0,51	14,4
MgO	0,63	57,3	0,05	4,5
Sil. ¹ CaO	0,20	11,0	}	1,5
Ap. ² CaO	0,14	100		
Na ₂ O	0,37	17,7	0,31	14,8
K ₂ O	0,38	14,8	— 0,03	— 1,2
P ₂ O ₅	0,11	100	—	

¹ Sil. = silikatisk. ² Ap. = apatitisk.

B 13—23 cm rostjord (anrikningsskikt) starkt färgad, roströdgul, ej förhårdnad, mellan 5 och 20 cm mäktig, i medeltal 10 cm.

C grå morän.

Analysproven äro generalprov från 20 profiler.

Profil 2. Järnpodsol med ortsten. Försöksfältet i Rokliden, Västerbotten.

Profilen är publicerad i TAMM, 1920, s. 246. Läge, se kartan fig. 38, där den är betecknad med A. Jordart: normal morän. Vegetation: granskog av *Vaccinium*-typ.

A₁ 0—10 cm råhumus.

A₂ 10—30 cm blekjord, utpräglad, gråvit, varierar i mäktighet mellan 10 och 20 cm.

B₁ 30—45 cm ortsten, mörkt rostbrun färg.

B₂ 45—75 cm ortsten, ljus rostfärg.

C morän, grå, analysprov vid 90—100 cm:s djup.

Tab 14. Profil 2. Analytiska data. (Jfr tab. 11, noten.)

Analytische Daten. (Vgl. Tab. 11, die Fussnote.)

	A ₂ Finm. 60 %	B ₁ Finm. 63 %	B ₂ Finm. 73 %	C Finm. 68 %
	69 *	70 *	71 *	72 *
H ₂ O	0,84 %	1,95 %	2,57 %	1,33 %
Humus	1,35	2,48	1,68	0,57
SiO ₂	75,30	70,95	71,30	73,28
TiO ₂	0,47	0,42	0,38	0,38
Al ₂ O ₃	11,52	12,21	12,61	13,58
Fe ₂ O ₃	2,05	2,96	2,66	2,41
MgO	0,63	0,98	0,80	0,84
CaO	1,54	1,91	1,80	2,03
Na ₂ O	2,70	2,79	2,69	2,87
K ₂ O	3,14	2,86	2,88	3,10
P ₂ O ₅	sp.	0,02	0,08	0,07
Summa	99,54	99,53	99,45	100,46
Kolloider:				
Humus	1,35 %	2,48 %	1,68 %	0,57 %
SiO ₂	0,03	0,09	0,33	0,13
Al ₂ O ₃	0,18	0,37	1,31	0,61
Fe ₂ O ₃	0,43	1,42	0,70	0,41
Summa	1,99	4,36	4,02	1,72
N	—	0,034 % (1,37) %	—	—
P ₂ O ₅ -lösl.	0,002 %	0,012 %	0,036 %	—
pH-elekt.	4,1	4,2	4,9	—
pH-kolor.	4,3	4,2	4,8	5,6

* Analytiker: O. Tamm.

Tab. 15. Profil 2. Mineralkomponenten. (Jfr tab. 12.)
Die Mineralkomponente. (Vgl. Tab. 12.)

	A ₂	B ₁	B ₂	C
SiO ₂	77,83 %	76,02 %	76,42 %	75,10 %
TiO ₂	0,48	0,45	0,41	0,39
Al ₂ O ₃	11,72	12,70	12,17	13,31
Fe ₂ O ₃	1,68	1,65	2,11	2,06
MgO	0,65	1,05	0,86	0,86
CaO	1,59	2,05	1,94	2,08
Na ₂ O	2,80	2,99	2,90	2,95
K ₂ O	3,25	3,07	3,10	3,18
P ₂ O ₅	sp.	0,02	0,09	0,07
Summa	100,00	100,00	100,00	100,00
Kvarts	43,58 %	40,28 %	41,48 %	38,92 %

Tab. 16. Profil 2. Utlösta mängder, α , vittringsgrader β , vittringsindices. (Jfr tab. 13.)
Ausgelagte Mengen, α , Verwitterungsgrade β , Verwitterungsindices.
(Vgl. Tab. 13.)

	A ₂ (Index 30)		B ₁ (Index 10)		B ₂ (Index 8)	
	α	β	α	β	α	β
Sil. SiO ₂	5,70	15,8	1,60	4,4	3,40	9,4
TiO ₂	0,04	10,0	0,05	12,8	0,01	2,6
Al ₂ O ₃	2,83	21,2	1,02	7,6	2,17	16,3
Fe ₂ O ₃	0,56	27,2	0,46	22,3	0,08	3,9
MgO	0,28	32,6	0,15	17,5	0,05	5,8
CaO	0,66	31,8	0,10	4,8	0,26	12,5
Na ₂ O	0,45	15,3	0,06	2,0	0,23	7,8
K ₂ O	0,28	8,8	0,21	6,6	0,27	8,5
P ₂ O ₅	0,07	100	0,01	14	0,01	14

Profil 3. Järnpodsol, Ragunda, Jämtland.

Profilen är publicerad i TAMM (1920, s. 262). Jordart: mo, utgörande en mäktig älvavlagring. Jag benämnde i mitt tidigare arbete jordarten mjåla. Numera sedan nomenklaturen för de lösa jordarterna blivit bättre fastställd (EKSTRÖM, 1929) bör den räknas till mo med en viss mjålhalt. Mekaniska analyser finnas i mitt tidigare arbete. Topografi: plan deltaterrass. Vegetation: tidigare skog, nu är denna till största delen avverkad.

A₁ 0—10 cm. Humustäcke, blandat med något äoliskt stoft (som avlagrats efter sedan närliggande erosionsbranter blottats, vilket skedde 1796, jfr TAMM, 1920 l. c.).

A₂ 10—15 cm gråvit blekjord, utpräglad.

B 15—25 cm rostjord av roströdgul färg.

C Grågul mo, analysprov från 100 cm:s djup.

Tab. 17. Profil 3. Analytiska data. (Jfr tab. 11.)
 Analytische Daten. (Vgl. Tab. 11.)

	A ₂		B		C	
	66	*	67	*	108	*
H ₂ O	1,30	%	3,20	%	1,38	%
Humus	3,64		2,82		0,25	
SiO ₂	76,93		68,95		74,44	
TiO ₂	0,64		0,52		0,54	
Al ₂ O ₃	9,68		12,31		11,84	
Fe ₂ O ₃	1,42		4,70		3,30	
Mn ₃ O ₄	0,04		0,05		0,05	
MgO	0,62		1,30		1,28	
CaO	1,80		2,04		2,01	
Na ₂ O	1,69		1,59		2,12	
K ₂ O	2,38		2,65		2,80	
P ₂ O ₅	0,02		0,04		0,12	
SO ₃	0,02		0,03		0,03	
Summa	100,18		100,20		100,16	
Kolloider:						
Humus	3,64	%	2,82	%	0,25	%
SiO ₂	0,01		0,90		0,02	
Al ₂ O ₃	0,29		0,88		0,20	
Fe ₂ O ₃	0,10		0,84		0,16	
Summa	4,04		4,44		0,63	
pH kolor.	4,4		4,5		6,3	

* Analytiker: O. Tamm.

Tab 18. Profil 3. Mineralkomponenten. (Jfr tab. 12.)
 Die Mineralkomponente. (Vgl. Tab. 12.)

	A ₂	B	C
SiO ₂	81,14 %	74,56 %	75,84 %
TiO ₂	0,67	0,56	0,55
Al ₂ O ₃	9,90	12,40	11,87
Fe ₂ O ₃	1,39	4,18	3,20
Mn ₃ O ₄	0,04	0,05	0,05
MgO	0,65	1,41	1,30
CaO	1,90	2,21	2,05
Na ₂ O	1,78	1,72	2,16
K ₂ O	2,51	2,87	2,86
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,12
Summa	100,00	100,00	100,00
Kvarts	56,25 %	43,33 %	44,02 %

Tab 19. Profil 3. Utlösta mängder: α , vittringsgrader: β , vittringsindices. (Jfr tab. 13.)
Ausgelaugte Mengen: α , Verwitterungsgrade: β , Verwitterungsindizes (Vgl. Tab. 13.)

	A ₂ (Index + 62)		B (Index — 14)	
	α	β	α	β
Sil. SiO ₂	12,33	38,8	0,05	0,2
TiO ₂	0,03	5,4	— 0,02	— 3,6
Al ₂ O ₃	4,11	34,7	— 0,74	— 6,2
Fe ₂ O ₃	2,11	6,0	— 1,05	— 32,8
Mn ₂ O ₄	0,02	40	0,00	0
MgO	0,79	60,8	— 0,13	— 10,0
CaO	0,56	27,3	— 0,20	— 9,8
Na ₂ O	0,77	36,4	+ 0,41	19,9
K ₂ O	0,90	31,4	— 0,06	— 2,1
P ₂ O ₅ ..	0,10	83]	+ 0,08	67

Profil 4. Järnhumuspodsol. Försöksfältet i Rokliden.

Profilens läge, se fig. 19 och kartan fig. 38, där den är betecknad med B. Jordart: normal morän. Vegetation: granskog av *Vaccinium*-typ med spridda vitmossuvor.

- A₁ 0—8 cm råhumus med rester av björn- och vitmossor.
A₂ 8—21 cm blekjord, gråvit, utpräglad, varierar i mäktighet.
B₁ 21—25 cm svartbrunt, humusrikt skikt.
B₂ 25—33 cm rostfärgat skikt, som blir allt ljusare nedåt.
C₁ 33—53 cm grå morän av normalt utseende.
G 53—67 cm rostrött lager, rostutfällningar i vertikala strimmor.
C₂ grå morän, obetydligt roststrimmig. Profilens djup 100 cm.

Profil 5. Järnhumuspodsol. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se fig. 36 A. Jordart: normal morän. Vegetation: tall-bevuxen ljungmosse.

- A₁ 0—12 cm torv, väl multnad.
A₂ 12—22 cm, varierar starkt. Färg gråvit, något gråare än i järnspodsol.
B₁ 22—28 cm, svartbrun, starkt humöst lager med klumpstruktur.
B₂ 28—37 cm rostfärgad zon, särskilt intensivt roströdgul i rotkanaler.
C (G) grå morän med rostfärgade utfällningar i rotkanaler, vilka dock äro föga utpräglade. Profilens djup c:a 70 cm.

Tab. 20. Profil 4. Analytiska data. (Jfr tab. 11.)

Analytische Daten. (Vgl. Tab. 11.)

	A ₂ Finm. 86 %	B ₁ Finm. 72 %	B ₂ Finm. 78 %	C ₁ Finm. 87 %	G Finm. 79 %	C ₂ Finm. 79 %
	44 *	45 *	46 *	47 *	48 *	49 *
H ₂ O	0,92 %	7,28 %	6,71 %	—	1,89 %	—
Humus	1,23	10,89	6,46	2,16 %	1,05	0,83 %
SiO ₂	79,40	58,37	63,57	—	71,97	—
TiO ₂	0,38	0,36	0,36	—	0,38	—
Al ₂ O ₃	11,14	12,31	13,55	—	12,46	—
Fe ₂ O ₃	0,58	3,07	2,51	—	3,20	—
MgO	0,06	0,53	0,36	—	0,69	—
CaO	1,07	1,45	1,53	—	1,83	—
Na ₂ O	2,20	2,60	2,46	—	3,00	—
K ₂ O	3,44	2,54	2,65	—	3,02	—
Summa	100,41	99,40	100,26	—	99,49	—
Kolloider:						
Humus	1,23 %	10,89 %	6,46 %	2,16 %	1,05 %	0,83 %
SiO ₂	0,03	0,32	0,78	0,63	0,35	0,40
Al ₂ O ₃	0,22	2,95	3,71	2,02	1,17	1,29
Fe ₂ O ₃	0,06	1,64	0,61	0,48	1,34	0,75
Summa	1,54	15,80	11,56	5,29	3,91	3,27
N	—	0,171 % (1,57 %)	—	0,055 % (2,56 %)	—	0,018 % (2,17 %)
P ₂ O ₅ -lösl.	0,000 %	0,026 %	—	0,024 %	0,036 %	0,030 %
pH elektr.	3,9	4,6	5,0	4,6	5,0	5,1
pH kolor.	4,2	4,3	5,0	4,8	5,0	5,4

* Analytiker: O. Tamm.

Tab. 21. Profil 4. Mineralkomponenten. (Jfr tab. 12.)

Die Mineralkomponente. (Vgl. Tab. 12.)

	A ₂	B ₁	B ₂	G
SiO ₂	81,03 %	76,06 %	76,68 %	76,45 %
TiO ₂	0,39	0,47	0,44	0,41
Al ₂ O ₃	11,14	12,26	12,01	12,05
Fe ₂ O ₃	0,53	1,88	2,32	1,98
MgO	0,06	0,69	0,44	0,74
CaO	1,09	1,90	1,87	1,95
Na ₂ O	2,25	3,41	3,00	3,20
K ₂ O	3,51	3,33	3,24	3,22
Summa	100,00	100,00	100,00	100,00
Kvarts	50,39 %	38,31 %	41,19 %	40,08 %

Tab. 22. Profil 4. Utlösta mängder: α , vittringsgrader: β , vittringsindices. (Jfr tab. 13.)
Ausgelaugte Mengen: α , Verwitterungsgrade: β , Verwitterungsindices. (Vgl. Tab. 13.)

	A ₁ (Index 71)		B ₁ (Index 0)		B ₂ (Index 5)	
	α	β	α	β	α	β
Sil. SiO ₂	11,75	32,3	— 3,05	— 8,4	2,95	8,1
TiO ₂	0,10	24,4	— 0,08	— 19,5	— 0,01	— 2,4
Al ₂ O ₃	3,20	26,6	— 0,76	— 6,3	0,53	4,4
Fe ₂ O ₃	1,56	78,4	0,01	0,5	— 0,25	— 12,6
MgO	0,69	93,0	0,02	2,7	0,32	43,2
CaO	1,08	55,4	— 0,04	— 2,0	0,16	8,2
Na ₂ O	1,41	44,0	— 0,36	— 11,3	— 0,32	— 10,0
K ₂ O	0,42	13,0	— 0,16	— 4,9	— 0,12	— 3,7

Tab. 23. Profil 5. Analytiska data.
Analytische Daten.

	A ₂	B ₁	B ₂	C
	Finm. ¹ 84 %	Finm. ¹ 74 %	Finm. ¹ 74 %	Finm. ¹ 83 %
	9 *	10 *	11 *	12 *
Kolloider:				
Humus	1,65 %	22,86 %	6,40 %	0,43 %
SiO ₂	0,06	0,33	1,33	0,22
Al ₂ O ₃	0,58	4,71	4,93	1,01
Fe ₂ O ₃	0,05	4,79	1,33	0,35
Summa	2,34	32,69	13,99	2,01
N	—	0,326 % (1,45 %) ²	—	—
P ₂ O ₅ -lösl. ³	0,000 %	0,040 %	0,014 %	0,026 %
pH elektr.	4,0	4,2	4,9	5,2
pH kolor.	4,3	4,4	5,2	5,0

* Analytiker: O. Tamm.

¹ Finm. = finmaterial, se sid. 181.
feines Material.

² Procenttalet inom parentes är humuskomponentens kvävehalt.
In Klammern: Der Stickstoffgehalt der Humuskomponente.

³ P₂O₅-lösl. = fosforsyra, löslig i citronsyra, se sid. 181.
Phosphorsäure, löslich in Zitronensäure.

Profil 6. Humuspodsol med stark anrikning. Kulbäcksliden, Västerbotten.

Profilen ligger i Degerö Stormyr's randzon, ungefär 100 m i sydöstlig riktning från försöksfältet. Jordart: normal morän. Topografi: plan mark. Vegetation: tallbevuxen rismosse.

A₁ 0—8 cm torv, övervägande av *Polytrichum commune*.

A₂ 8—34 cm blekjord, smutsgrå till färgen, utpräglad. Analysprov uttogos av de översta och de understa tio centimeterna.

B₁ 34—46 cm svart skikt med grov klumpstruktur, klumparna hårda, nästan som ortsten.

B₂ 46—66 cm mörkbrunt lager, som ljusnar nedåt.

C (eller G) grå, något roststrimmig morän. Prov uttaget vid 70 cm:s djup.

Tab. 24. Profil 6. Analytiska data. (Jfr tab. 23, noten.)

Analytische Daten. (Vgl. Tab. 23, die Fussnote.)

	A ₂ 8—18 cm Finm. 94 %	A ₂ 22—32 cm Finm. 88 %	B ₁ Finm. 83 %	C (G) Finm. 78 %
	88 *	89 *	40 *	41 *
Kolloider:				
Humus	4,72 %	2,83 %	12,72	1,61
SiO ₂	0,02	0,03	0,24	0,25
Al ₂ O ₃	0,44	0,61	2,60	1,23
Fe ₂ O ₃	0,06	0,09	2,79	0,56
Summa	5,24	3,56	18,35	3,65
N	0,081 % (1,72 %)	0,050 % (1,77 %)	0,181 % (1,42 %)	—
P ₂ O ₅ -lösl.	0,000 %	0,000 %	0,030 %	0,036 %
pH elektr.	3,8	4,4	4,5	5,1
pH kolor.	4,0	4,4	4,3	5,0

* Analytiker: O. Tamm.

Profil 7. Humuspodsol med svag anrikning och tunt humustäcke, försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se fig. 36 B. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ.

A₁ 0—10 cm råhumus-torv med vitmossrester.

A₂ 10—45 cm starkt humöst, smutsgrått skikt utan skarp gräns vare sig uppåt mot humustäcket eller nedåt. Troligen motsvarar skiktets nedre del en del av B-horisonten. Gränsen mellan A₂ och B är alldeles omöjlig att säkert draga. Analysprov uttogos från skiktets översta 10 cm och dess understa 10 cm.

Tab. 25. Profil 7. Analytiska data. (Jfr tab. 23.)

Analytische Daten. (Vgl. Tab. 23.)

	A ₂ 9—19 cm Finm. 88 %	A ₂ 34—44 cm Finm. 89 %	B Finm. 69 %	C (G) Finm. 82 %
	18 *	19 *	20 *	21 *
Kolloider:				
Humus	22,46 %	5,19 %	4,06 %	0,50 %
SiO ₂	0,02	0,05	0,13	0,11
Al ₂ O ₃	0,28	0,42	1,32	0,74
Fe ₂ O ₃	0,14	0,07	0,29	0,31
Summa	22,90	5,73	5,80	1,66
N	0,424 % (1,89 %)	0,051 % (0,99 %)	0,060 % (1,48 %)	0,008 % (1,60 %)
P ₂ O ₅ -lösl.	—	0,002 %	0,044 %	0,060 %
pH elektr.	3,8	4,6	5,1	5,9
pH kolor.	4,2	4,5	4,7	6,3

* Analytiker: A. Billberg.

B 45—58 cm mörk, fläckig zon. Svarta fläckar av obetydlig utsträckning, som äro humusrikare än skiktet för övrigt. Lagret är mycket oregelbundet och utan skarp gräns uppåt och nedåt.

C grå morän, här och där svagt rostflammig (gley). Prov uttogs vid 80 cm:s djup.

Profil 8. Humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv.
Försöksfältet å Kulbäcksliden.

Profilens läge, se fig. 36 C. Jordart: normal morän. Vegetation: *Scirpus caespitosus*-mosse.

A₁ 0—60 cm torv. Överst är den relativt svagt förmultnad, nedtill består den av tät, starkt förmultnad dyrtorv.

A₂ 60—76 cm mörkt smutsgrått, ganska starkt humöst lager, ingen skarp gräns nedåt.

B 76—96 cm smutsigt gråbrunt skikt. Skiljer sig beträffande färg och utseende i fuktigt tillstånd knappast från A₂, men vid torkningen framkommer en färgdifferens, d. v. s. lagret får en mera i brunt stötande färg.

C blågrå morän. Profilens djup: c:a 100 cm.

Tab. 26. Profil 8. Analytiska data. (Jfr tab. 11.)

Analytische Daten. (Vgl. Tab. 11).

	A ₂ 60—70 cm Finm. 93 %	B 85—95 cm Finm. 58 %	C c:a 95 cm Finm. 80 %
	35 *	36 *	37 *
H ₂ O	0,76 %	1,24 %	0,52 %
Humus	6,37	2,06	0,60
SiO ₂	73,96	73,77	74,68
TiO ₂	0,48	0,44	0,41
Al ₂ O ₃	11,09	12,78	13,36
Fe ₂ O ₃	0,86	1,90	2,32
MgO	0,20	0,75	0,81
CaO	1,32	1,98	2,26
Na ₂ O	2,50	2,67	2,83
K ₂ O	2,97	2,74	2,83
P ₂ O ₅	ej b.	ej b.	0,04
Summa	100,51	100,33	100,66
Kolloider:			
Humus	6,37 %	2,06 %	0,60 %
SiO ₂	0,03	0,02	0,07
Al ₂ O ₃	0,37	0,31	0,26
Fe ₂ O ₃	0,04	0,09	0,09
Summa	6,81	2,48	1,02
N	0,080 % (1,26 %)	0,032 % (1,56 %)	—
P ₂ O ₅ -lösl.	0,000 %	0,008 %	0,040 %
pH elektr.	4,5	4,8	4,5
pH kolor.	4,7	5,5	4,8

* Analytiker: O. Tamm.

Tab. 27. Profil 8. Mineralkomponenten. (Jfr tab. 12.)
Die Mineralkomponente. (Vgl. Tab. 12.)

	A ₂	B	C
SiO ₂	79,54 %	76,28 %	75,26 %
TiO ₂	0,52	0,45	0,41
Al ₂ O ₃	11,54	12,90	13,23
Fe ₂ O ₃	0,88	1,95	2,26
MgO	0,22	0,78	0,82
CaO	1,42	2,05	2,28
Na ₂ O	2,69	2,76	2,85
K ₂ O	3,19	2,83	2,85
P ₂ O ₅	ej b.	ej b.	0,04
Summa	100,00	100,00	100,00
Kvarts	46,06 %	42,35 %	40,06 %

Tab. 28. Profil 8. Utlösta mängder: α , Vittringsgrader: β , Vittringsindices. (Jfr tab. 13.)
Ausgelaugte Mengen: α , Verwitterungsgrade: β , Verwitterungsindices. (Vgl. Tab. 13.)

	A ₂ (Index 59)		B (Index 16)	
	α	β	α	β
Sil. SiO ₂	6,19	17,5	3,19	9
TiO ₂	— 0,04	— 9,8	— 0,02	— 5
Al ₂ O ₃	3,20	24,2	1,03	8
Fe ₂ O ₃	1,49	66,0	0,42	19
MgO	0,63	76,8	0,08	10
CaO	1,04	45,6	0,34	15
Na ₂ O	0,51	17,9	0,24	8
K ₂ O	0,07	2,5	0,07	2

Profil 9. Humuspodsol med svag eller ingen anrikning under mäktigt torv. Försöksfältet å Kulbäcksliden.

Profilens läge, se fig. 36 D. Jordart: normal morän. Vegetation: *Scirpus caespitosus*-mosse.

A₁ 0—150 cm torv. Torven består överst av ett 50 cm mäktigt, relativt luckert och genomsläppligt lager, varunder kommer ett lager av tät dytorv.

A₂ 150—157 cm humöst, gråbrunt lager, som nedåt övergår utan skarp gräns i följande:

A₃—B—C grågrön morän, genomdragen av fina rötter, genomgrävd till 180 cm:s djup.

Profilen liknar mycket en gråblå sumpjordmån, den skiljer sig dock från en sådan genom färgen hos A₃—B—C lagret, som ej är klart gråblått. Detta torde i sig innefatta en B-horisont, vars kolloider försvunnit. A₂-horisontens karaktär av vittringsskikt bevisas av analysen, se nedan. Endast A₂ har ana-

lyserats (An. 177). Dess halt av finmaterial är 94 %. De utförda bestämningarna äro angivna nedan samt i tab. 29.

Kolloider:		P ₂ O ₅ , P _H , vittringsindex:	
Humus	7,20 %	P ₂ O ₅ -lösl. (se tab. 11).....	0,002 %
SiO ₂	0,06 »	p _H elektr.....	4,4
Al ₂ O ₃	0,71 »	p _H kolor.....	4,5
Fe ₂ O ₃	0,06 »	Vittringsindex	52
S:a 8,03 %			

Tab. 29. Profil 9, A₂.

- I. Analytiska data.
Analytische Daten.
- II. Mineralkomponentens sammansättning. Jfr tab. 12.
Die Zusammensetzung der Mineralkomponente. Vgl. Tab. 12.
- III. Urlakade mängder av olika ämnen i procent av den ovittrade mineraljorden.
Ausgelaugte Stoffmengen in Prozenten der unverwitterten Mineralerde.
- IV. Vittringsgrader.
Verwitterungsgrade.
- V. Sammansättningen av standardmoräns (= underlagets) mineralkomponent (se sid. 182.)
Die Zusammensetzung der Mineralkomponente der Standardmoräne.

	I	II	III	IV	V
	177 *				
H ₂ O	1,87 %	—	—	—	—
Humus	7,20	—	—	—	—
SiO ₂	70,78	78,61 %	7,57	21,5 [†]	75,09 %
TiO ₂	0,38	0,42	0,07	16,0	0,43
Al ₂ O ₃	11,51	12,00	3,12	23,2	13,42
Fe ₂ O ₃	1,06	1,11	1,33	58,4	2,28
MgO	0,21	0,23	0,70	77,8	0,90
CaO	1,50	1,67	0,76	34,7	2,19
Na ₂ O	2,56	2,84	0,42	14,7	2,86
K ₂ O	2,80	3,12	0,14	5,0	2,81
Summa	99,87	100,00	14,09		99,98
Kvarts	—	46,29 %	—	—	39,77 %

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

[†] Silikatisk kiselsyra.

Profil 10. Humuspodsol med svag anrikning och tunt humustäcke. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se fig. 36 E. Jordart: normal morän. Vegetation: granskog av *Vaccinium*-typ med spridda *Sphagnum*-fläckar och dessutom andra fuktväxter såsom *Rubus chamæmoris* och *Carex globularis*.

A₁ 0—14 cm, lös, lucker, ganska starkt förmultnad torv (råhumusartad).

A₂ 14—28 cm grå, humusrik ej skarpt avgränsad blekjord.

B 28—43 humöst, svartbrunt lager, dock ej med mycket utpräglad kolloid-anrikning, säkert fritt från järnkolloider.

G Blågrå morän med en väl utbildad, roststrimmig gleyhorisont, som börjar omedelbart under B. Profilens djup: 70 cm.

Endast A₂ (finmaterial 83 %) har analyserats.

Kolloider:		P ₂ O ₅ , p _H , vittringsindex:	
Humus	2,50 %	P ₂ O ₅ -lösl	0,000 %
SiO ₂	0,03 »	p _H elektr.	4,7
Al ₂ O ₃	0,25 »	p _H kolor.	5,0
Fe ₂ O ₃	0,09 »	Vittringsindex	53.
S:a 2,87 %			

Tab. 30. Profil 10, A₂. (S. tab. 29.)

	I	II	III	IV
	179 *			
H ₂ O	0,95 %	—	—	—
Humus	2,50	—	—	—
SiO ₂	76,45	79,16 %	8,25	23,6
TiO ₂	0,41	0,42	0,08	18,6
Al ₂ O ₃	11,60	11,84	3,42	25,5
Fe ₂ O ₃	1,08	1,03	1,41	61,9
MgO	0,10	0,10	0,82	91,0
CaO	1,79	1,85	0,63	28,8
Na ₂ O	2,38	2,47	0,77	26,9
K ₂ O	3,02	3,13	0,08	2,9
Summa	100,28	100,00	15,46	
Kvarts	—	47,05 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

Profil 11. Humuspodsol med svag anrikning och tunn torv. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se kartan fig. 36 F. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ.

A₁ 0—23 cm torv, högförmultnad men ganska genomsläpplig (råhumusartad).

A₂ 23—33 cm. Humöst, smutsgrått skikt utan skarp gräns mot följande lager.

B 33—53. Smutsigt gråbrunt, något mörkstrimmigt skikt. Övergår utan skarp gräns i följande lager.

G gleyhorisont med rostfärgade strimor i morän. Profilens djup: 70 cm.

Endast A₂ (finmaterial 87 %) har analyserats:

Kolloider:		P ₂ O ₅ , p _H , vittringsindex:	
Humus	5,91 %	P ₂ O ₃ lösl. ..	0,000 %
SiO ₂	0,05 »	p _H elektr.	4,7
Al ₂ O ₃	0,35 »	p _H kol.	4,7
Fe ₂ O ₃	0,15 »	Vittringsindex	54.
S:a 6,46 %			

Tab. 31. Profil 11, A₂. (S. tab. 29.)

	I	II	III	IV
	180 *			
H ₂ O	0,89 %	—	—	—
Humus	5,91	—	—	—
SiO ₂	73,84	79,46 %	9,15	26,3
TiO ₂	0,43	0,46	0,05	11,6
Al ₂ O ₃	10,99	11,46	3,93	29,3
Fe ₂ O ₃	1,05	0,97	1,48	65,0
MgO	0,30	0,32	0,63	70,0
CaO	1,57	1,70	0,78	35,6
Na ₂ O	2,27	2,45	0,83	29,0
K ₂ O	2,95	3,18	0,17	6,0
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,02	100
Summa	100,20	100,00	17,04	
Kvarts	—	47,93 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

**Profil 12. Humuspodsol med svag anrikning och mäktig torv.
Kulbäcksliden.**

Profilen är belägen ungefär 500 m öster om försöksfältet i Kulbäcksliden inom Degerö stormyrs randgebit. Jordart: normal morän. Vegetation: tall-bevuxen ljungmosse.

A₁ 0—80 cm torv. Härav överst c:a 40 cm relativt föga multnad, ganska genomsläpplig torv, därunder dyrtorv. I botten av detta lager ett stensikt (jfr sid. 276).

A₂ 80—90 cm smutsgrått, starkt humöst lager utan skarp gräns nedåt.

Tab. 32. Profil 12, A₂. (S. tab. 29.)

	I	II	III	IV
	188 *			
H ₂ O	2,20 %	—	—	—
Humus	7,32	—	—	—
SiO ₂	70,00	77,80 %	5,35	13,5
TiO ₂	0,47	0,52	— 0,04	— 10
Al ₂ O ₃	11,94	12,42	2,28	17,0
Fe ₂ O ₃	1,16	1,21	1,20	52,6
MgO	0,37	0,41	0,53	56,7
CaO	1,69	1,88	0,51	23,3
Na ₂ O	2,42	2,69	0,45	15,7
K ₂ O	2,76	3,07	0,06	2,1
Summa	100,33	100,00	10,34	
Kvarts	—	44,36 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

B 90—130 cm. Ej stark kolloidanrikning. Mörk, brun färg, här och var med strimmor av mörkare färg och med en viss klumpstruktur. Lagret har ytterst oskarp gräns nedåt.

C grå morän utan glejhorisont. Profilens djup: 185 cm.

Endast A₂ (finmaterial 79 %) har analyserats:

Kolloider:		P ₂ O ₅ , p _H , vittringsindex:	
Humus	7,32 %	P ₂ O ₅ -lösl.....	0,006 %
SiO ₂	0,05 »	p _H elektr.....	4,3
Al ₂ O ₃	0,78 »	p _H kolor.....	4,2
Fe ₂ O ₃	0,07 »	Vittringsindex	42.
S:a 8,22 %			

Profil 13. Gråblå sumpjordmån med mäktig torv. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se kartan fig. 36 G. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ.

Tab. 33. Profil 13. Analytiska data. (Jfr tab. 11.)
Analytische Daten. (Vgl. Tab. 11.)

	C ₁ Finm. 84 %	C ₂ Finm. 85 %
	56 *	57 *
H ₂ O	2,04 %	1,17 %
Humus	6,52	0,38
SiO ₂	68,40	73,89
TiO ₂	0,49	0,43
Al ₂ O ₂	12,86	13,60
Fe ₂ O ₃	2,02	2,38
MgO	0,98	0,97
CaO	2,36	2,08
Na ₂ O	2,77	2,82
K ₂ O	2,36	2,72
P ₂ O ₅	0,05	0,02
Summa	100,85	100,46
Kolloider:		
Humus	6,52 %	0,38 %
SiO ₂	0,06	0,11
Al ₂ O ₃	0,52	0,20
Fe ₂ O ₃	0,12	0,13
Summa	7,22	0,82
N	0,171 % (2,62 %)	—
P ₂ O ₅ -lösl	0,014 %	0,034 %
p _H elektr.	4,8	5,0
p _H kolor.	4,9	4,8

* Analytiker: O. Tamm.

Tab. 34. Profil 13. Mineralkomponenten. (Jfr tab. 12.)
Die Mineralkomponente. (Vgl. Tab. 12.)

	C ₁	C ₂
SiO ₂	74,62 %	74,90 %
TiO ₂	0,54	0,44
Al ₂ O ₃	13,46	13,62
Fe ₂ O ₃	2,08	2,29
MgO	1,07	0,98
CaO	2,58	2,11
Na ₂ O	3,02	2,87
K ₂ O	2,58	2,76
P ₂ O ₅	0,05	0,02
Summa	100,00	100,00
Kvarts	39,65	39,50

Tab. 35. Utlösta mängder: α , Vittringsgrader: β , Vittringsindex. (Jfr tab. 13.)
Ausgelaugte Mengen: α , Verwitterungsgrade: β , Verwitterungsindex. (Vgl. Tab. 13.)

	C ₁ (Index: — 6)	
	α	β
Sil. SiO ₂	0,55	1,6
TiO ₂	— 0,12	— 27,9
Al ₂ O ₃	0,22	1,6
Fe ₂ O ₃	0,22	9,6
MgO	— 0,08	— 8,9
CaO	— 0,46	— 21,0
Na ₂ O	— 0,13	— 4,5
K ₂ O	0,19	6,8

A 0—57 cm torv. Överst 20 cm relativt genomsläpplig torv, härunder tät, stark förmultnad dytorv. I gränslagret mellan torven och mineraljorden ett stenskiikt.

C₁ 57—70 cm. Morän som är något humusimpregnerad och därför av brungrå färg. Humusimpregnationen avtager hastigt nedåt.

C₂ blågrå morän. Profilens djup: 95 cm.

Profil 14. Gråblå sumpjordmån med tunn torv. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se kartan fig. 36 H. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ.

A 0—30 väl multnad torv, som i bottenlagret utgöres av dytorv.

C₁ 30—42 cm mörkgrå, humusimpregnerad morän. Humusimpregnationen avtager snabbt nedåt.

C₂ 42—52 blågrå morän med enstaka roststrimor.

G blågrå morän med roststrimor. Profilens djup: 70 cm.

Tab. 36. Profil 14. Analytiska data. (Jfr tab. 23.)

Analytische Daten. (Vgl. Tab. 23.)

	C ₁ Finm. 82 %	C ₂ Finm. 92 %	G Finm. 86 %
	29 *	30 *	31 *
Kolloider:			
Humus	7,86 %	0,30 %	0,55 %
SiO ₂	0,04	0,04	0,13
Al ₂ O ₃	1,02	0,68	0,43
Fe ₂ O ₃	0,15	0,16	1,36
Summa	9,07	1,18	2,47
P ₂ O ₅ -lösl.	0,002 %	0,060 %	0,030 %
pH elektr.	4,7	5,2	5,2
pH kolor.	4,9	5,6	5,5

* Analytiker: A. Billberg.

Profil 15. Gråblå sumpjordmån med tunn torv och utpräglad gleyhorisont. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se kartan fig. 36 I. Jordart: normal morän. Vegetation: mellantyp mellan gransumpskog och rismosse.

A 0—18 cm ganska starkt förmultnad, lös torv. Talrika stenar i övergången mellan torven och mineraljorden.

C₁ 18—30 cm smutsgrått, humöst lager, i vars nedre del roststrimor börja uppträda. Oskarp gräns mot följande lager.

Tab. 37. Profil 15. Analytiska data. (Jfr tab. 23.)

Analytische Daten. (Vgl. Tab. 23.)

	C ₁ Finm. 47 %	G ₁ Finm. 89 %	G ₂ Finm. 92 %	C ₂ Finm. 82 %
	58 *	59 *	60 *	61 *
Kolloider:				
Humus	15,35 %	1,56 %	0,31 %	0,33
SiO ₂	0,02	0,35	0,11	0,36
Al ₂ O ₃	0,60	0,38	0,48	0,82
Fe ₂ O ₃	0,66	7,10	1,22	0,53
Summa	16,63	9,39	2,12	2,04
P ₂ O ₅ -lösl.	0,008 %	0,030 %	0,030 %	0,062 %
pH elektr.	4,5	4,8	4,9	4,9
pH kolor.	4,3	4,8	5,4	5,3

* Analytiker: O. Tamm.

G₁ 30—48 cm starkt rostrött lager. Utpräglad gleybildning.

G₂ 48—65 cm grå, starkt roststrimmig morän. Mindre utpräglad gleybildning.

C₂ 65—100 gråblå morän med enstaka roststrimor. Vid 100 cm vidtager gnejshällen.

**Profil 16. Gråblå sumpjordmån med extremt utbildad gley.
Försöksfältet i Kulbäcksliden.**

Profilens läge, se kartan fig. 36 K. Jordart: normal morän, som dock ej är mer än c:a 60 cm mäktig ovan hällen. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ.

A 0—20 cm björnmoss-vitmosstorv, som nedtill är starkt impregnerad med limonit och därav delvis rostfärgad.

G₁ 20—45 cm grusigt järnockralager. Ockran bildar hårda, livligt röda klumpar, som ofta visa sig vara förhårdnade roströr, som en gång bildats omkring rötter. Dessutom finnes lös, jordig ockra.

G₂ grå morän, starkt genomdragen av roströda strimor. Vid 80 cm:s djup gnejshällen.

Profilen är belägen i det detaljundersökta, oregelbundna lilla området av gråblå sumpjordmån i försöksfältets östra gräns. Den befinner sig alldeles intill gränsen mot humuspodsol. Den starka gleybildningen förekommer lokalt, en stor del av området med gråblå sumpjordmån saknar gleybildning. Dennas existens är utan tvivel betingad av det här förekommande ytterst starkt järnhaltiga vattnet (se sid. 266) som uppstått genom anrikning i den flacka terrängen.

Tab. 38. Profil 16. Analytiska data. (Jfr tab. 23.)
Analytische Daten. (Vgl. Tab. 23)

	G ₁ Finm. 99 %	G ₂ Finm. 83 %
	62 *	63 *
Kolloider:		
Humus	11,85 %	12,82 %
SiO ₂	2,39	1,34
Al ₂ O ₃	4,11	5,50
Fe ₂ O ₃	54,40	27,70
Summa	72,75	47,36
N	0,157 % (1,33 %)	—
P ₂ O ₅ -lösl.	0,030 %	0,032 %
pH elektr.	4,9	5,1
pH kolor.	4,7	5,4

* Analytiker: O. Tamm.

**Profil 17. Gråblå sumpjordmån med mäktig torv. Försöksfältet i
Kulbäcksliden.**

Profilens läge, se kartan fig. 36 L. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ på övergång till trädbevuxen klotstarrismosse.

A 0—97 cm torv, varav de c:a 75 undre centimeterna bestå av tät, kompakt dytorv. I gränslagret mot mineraljorden finnes ett lager med stenar, inbakade i torvmassan.

C₁ 97—107 cm brungrått, något humöst lager. Humushalten avtager hastigt mot djupet inom skiktet och färgen övergår i och med detta i blågrått. Ingen skarp gräns mot följande lager.

C₂ 107—140 cm blågrå morän.

G roststrimmig horisont. Profilens djup: 160 cm.

Endast C₁ (finmaterial 71 %) har analyserats:

Kolloider:		P ₂ O ₅ p _H , vittringsindex:	
Humus	2,22 %	P ₂ O ₅ -lösl.....	0,044 %
SiO ₂	0,23 »	p _H elektr.....	4,4
Al ₂ O ₃	0,78 »	p _H kolor.....	4,5
Fe ₂ O ₃	0,41 »	Vittringsindex	— 1,7
S:a 3,64 %			

Tab 39. Profil 17, C₁. (Se tab. 29.)

	I	II	III	IV
	172 *			
H ₂ O	2,65 %	—	—	—
Humus.....	2,22	—	—	—
SiO ₂	70,11	74,51 %	1,50	4,3
TiO ₂	0,47	0,50	— 0,06	— 13,9
Al ₂ O ₃	13,73	13,82	— 0,14	— 1,0
Fe ₂ O ₃	2,48	2,21	0,10	4,4
MgO	0,98	1,06	— 0,15	— 16,7
CaO	2,14	2,26	— 0,04	— 1,8
Na ₂ O	2,75	2,93	— 0,03	— 1,0
K ₂ O	2,54	2,71	0,13	4,6
Summa	100,07	100,00	1,31	
Kvarts	—	40,44 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Org. kolloider av A. Billberg.

Profil 18. Gråblå sumpjordmån med mäktig torv. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se kartan fig. 36 M. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ.

A 0—80 cm torv, varav de 60 undre centimeterna bestå av tät, kompakt dytorv. I torvens gränslager mot mineraljorden finnas talrika stenar inbakade.

C₁ 80—90 brungrå, något humushaltig morän. Humushalten avtager hastigt nedåt, varvid färgen blir mera blågrå. Ingen skarp gräns mot följande lager.

C₂ 90—102 cm gråblå morän.

G gråblå morän med talrika rostfärgade strimmar. Profilens djup: 110 cm.

Endast C₁ (finmaterialet 71 %) har analyserats:

Kolloider:		P_2O_5 p_H , vittringsindex:	
Humus	2,22 %	P_2O_5 -lösl.	0,036 %
SiO_2	0,23 »	p_H elektr.	4,8
Al_2O_3	0,78 »	p_H kolor.	5,2
Fe_2O_3	0,41 »	Vittringsindex	— 1,5
S:a 3,64 %			

Tab. 40. Profil 18, C₁. (Se tab. 29.)

	I	II	III	IV
	178 *			
H_2O	1,87 %	—	—	—
Humus	2,51	—	—	—
SiO_2	70,84	74,84 %	— 0,93	— 2,6
TiO_2	0,48	0,50	— 0,08	— 18,6
Al_2O_3	13,10	13,49	— 0,26	— 1,9
Fe_2O_3	2,35	2,23	+ 0,02	+ 1,0
MgO	0,89	0,94	— 0,06	— 6,4
CaO	2,07	2,19	— 0,04	— 1,8
Na_2O	2,80	2,97	— 0,16	— 5,4
K_2O	2,68	2,84	— 0,08	— 2,8
Summa	99,59	100,00	— 1,59	
Kvarts	—	39,12 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

Profil 19. Gråblå sumpjordmån med mäktig torv. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se kartan fig. 36 N. Jordart: normal morän. Vegetation: trädbevuxen klotstarr-rismosse.

A 0—100 cm torv, varav de nedersta 80 centimeterna äro tät, kompakt dyrtorv. Något, men ej mycket sten finnes i torvens gränslager mot mineraljorden.

Tab. 41. Profil 19, C₁. (Se tab. 29.)

	I	II	III	IV
	178 *			
H_2O	1,88 %	—	—	—
Humus	1,82	—	—	—
SiO_2	70,49	74,15 %	— 2,61	— 7,4
TiO_2	0,50	0,53	— 0,13	— 30,2
Al_2O_3	13,36	13,64	— 0,94	7,0
Fe_2O_3	3,12	2,75	— 0,62	27,1
MgO	0,91	0,96	— 0,11	10,9
CaO	1,94	2,05	0,03	— 1,4
Na_2O	2,73	2,88	— 0,17	— 5,9
K_2O	2,88	3,04	— 0,39	— 13,9
Summa	99,63	100,00	5,00	
Kvarts	—	37,67 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

C₁ 100—103 cm brungrå, något humös morän. Ingen skarp gräns mot följande lager.

C₂ 103—155 cm gråblå morän. Profilens djup: c:a 155 cm. Här börjar en gleyhorisont.

Endast C₁ (finmaterial 70 %) har analyserats:

Kolloider:		P ₂ O ₅ p _H , vittringsindex:	
Humus	1,82 %	P ₂ O ₅ -lösl.	0,038 %
SiO ₂	0,16 »	p _H elektr.	4,1
Al ₂ O ₃	0,42 »	p _H kolor.	4,2
Fe ₂ O ₃	0,51 »	Vittringsindex	— 13 ¹
S:a 2,91 %			

Profil 20. Gråblå sumpjordmån med relativt tunn torv. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se kartan fig. 36 O. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ.

A 0—33 cm torv. Den består i sin undre del av tät, kompakt dytorv.

C₁ 33—40 cm brungrått lager, något humöst. Humushalten avtager hastigt nedåt. Ingen skarp gräns mot följande lager.

C₂ 40—60 cm gråblå morän.

G 60—75 vackert roststrimmig morän. Profilens djup: 75 cm.

Endast C₁ (finmaterial 70 %) har analyserats:

Kolloider:		P ₂ O ₅ p _H , vittringsindex:	
Humus	3,36 %	P ₂ O ₅ -lösl.	0,010 %
SiO ₂	0,04 »	p _H elektr.	5,1
Al ₂ O ₃	0,50 »	p _H kolor.	5,4
Fe ₂ O ₃	0,19 »	Vittringsindex	15,3
S:a 4,09 %			

Tab. 42. Profil 20, C₁. (Se tab. 29.)

	I	II	III	IV
	178 *			
H ₂ O	1,31 %	—	—	—
Humus	3,36	—	—	—
SiO ₂	72,21	76,31 %	3,08	— 8,7
TiO ₂	0,47	0,49	— 0,03	— 7,0
Al ₂ O ₃	12,54	12,71	1,41	10,5
Fe ₂ O ₃	1,89	1,80	0,58	25,4
MgO	0,69	0,73	0,21	23,4
CaO	2,17	2,29	0,03	1,4
Na ₂ O	2,61	2,76	0,25	8,8
K ₂ O	2,75	2,90	0,07	2,5
Summa	100,00	100,00	5,60	
Kvarts	—	42,11 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

¹ Det negativa värdet är orsakat av den abnormt låga kvartshalten. Detta påverkar även III och IV i tab. 41.

Profil 21. Gråblå sumpjordmån med torvartad råhumus. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se kartan fig. 36 P. Den ligger i den helt lilla fläcken av gråblå sumpjordmån omedelbart utanför fältets östra gräns (se även fig. 4). Jordart: normal morän, av ringa måktighet ovan hällen. Vegetation: mossrik granskog av *Dryopteris*-typ med vitmossor, som utgör en helt liten fläck i en granskog av *Vaccinium*-typ med spridda vitmossfläckar.

A 0—12 cm torvartad råhumus. På gränsen mellan humustäcket och mineraljorden talrika stenar.

C_I 12—17 cm brungrått, något humöst lager ljusnar nedåt och övergår utan skarp gräns i följande lager.

C₂ 17—35 cm gråblå morän, vid 35 cm gnejshäll.

Endast C_I har analyserats, men av detta skikt uttogos tvenne analysprov 1 och 2, vilkas halt av finmaterial var resp. 85 och 70 %. Proven uttogos av lagret 0—5 cm under humustäcket:

Kolloider:			P ₂ O ₅ , p _H vittringsindex:	
	I	2	I	2
Humus	4,65 %	5,77 % [†]	P ₂ O ₅ -lösl.	0,080 %
SiO ₂	0,17 »	0,18 »	p _H elektr.	4,6
Al ₂ O ₃	0,63 »	0,57 »	p _H kolor.	4,7
Fe ₂ O ₃	0,39 »	0,37 »	Vittringsindex	11,0
	S:a 5,84 %	6,89 % [†]		13,6

Tab. 43. Profil 21, C_I. (Se tab. 29.)

	I				2			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
	185 *				187 *			
H ₂ O	2,09 %	—	—	—	5,77 %	—	—	—
Humus ...	4,65	—	—	—		—	—	—
SiO ₂	69,76	75,72 %	— 1,95	— 5,5	70,85	75,70 %	— 2,75	— 7,8
TiO ₂	0,53	0,57	— 0,15	— 34,9	0,48	0,51	— 0,09	21,0
Al ₂ O ₃ ...	12,64	13,07	0,07	0,5	12,61	12,90	0,15	0,11
Fe ₂ O ₃ ...	2,16	1,93	0,26	11,4	2,06	1,81	0,38	16,7
MnO ...	0,07	0,08	—	—	0,07	0,08	—	—
MgO	0,65	0,71	0,14	15,5	0,72	0,77	0,09	10,0
CaO	1,81	1,97	0,19	8,7	1,76	1,88	0,26	11,9
Na ₂ O ...	2,74	2,98	— 0,18	6,3	3,06	3,28	— 0,51	— 18,2
K ₂ O	2,73	2,97	— 0,21	7,4	2,87	3,07	— 0,35	— 12,4
S:a	99,83	100,00	— 1,83		100,25	100,00	— 2,82	
Kvarts ...	—	39,08	—	—	—	38,69	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

Profil 22. Gråblå sumpjordmån med mäktig torv. Kulbäcksliden.

Profilen är belägen ungefär 1,5 km SO om försöksfältet, nedanför marina gränsen. Jordart: sand som är av vatten omlagrat moränmaterial. Vegetation: tallbevuxen klotstarr-rissosse,

[†] Inkl. H₂O,

A 0—80 cm. Den består väsentligen av tät, kompakt dytorv.

C_I 80—88 cm brungrått, något humöst skikt, ljusnar snabbt nedåt och övergår utan skarp gräns i följande skikt.

C₂ gråblå, fin sand.

Profilens djup 155 cm. Gleyhorisont saknas fullkomligt. Med en viss tvekan har denna sand likställts med Kulbäckslidens standardmorän i och för beräkning av vittringen. I mitt arbete av 1920 har emellertid visats, att i övre Norrland den kemisk-mineralogiska sammansättningen hos moräner och sandslag i samma trakt är så gott som identisk. Härtill kommer att analysen (tab. 44) mycket nära stämmer med standardmoränens sammansättning (se tab. 29). Av dessa skäl har jag behandlat denna sandprofil på samma sätt som moränprofilerna i samma område.

Endast C_I har analyserats:

Kolloider:		P ₂ O ₅ p _H , vittringsindex:	
Humus.....	3,89 % [†]	P ₂ O ₅ -lösl.....	0,034 %
SiO ₂	0,11 »	p _H elektr.....	4,4
Al ₂ O ₃	0,57 »	p _H kolor.....	5,5
Fe ₂ O ₃	0,15 »	Vittringsindex	13
S:a 4,72 %			

Tab. 44. Profil 22, C_I. (Se tab. 29.)

	I	II	III	IV
	188 *			
H ₂ O }	3,89 %	—	—	—
Humus }		—	—	—
SiO ₂	72,39	75,93 %	0,71	2,0
TiO ₂	0,38	0,40	0,04	9,3
Al ₂ O ₃	13,05	13,11	0,57	4,2
Fe ₂ O ₃	1,96	1,90	0,42	18,4
MnO	0,02	0,02	—	—
MgO	0,90	0,95	— 0,03	— 3,3
CaO	1,84	1,93	0,30	13,7
Na ₂ O	2,88	3,02	— 0,10	— 3,5
K ₂ O	2,61	2,74	0,13	4,6
Summa	99,92	100,00	2,04	
Kvarts	—	40,65	—	—

* Analytiker: A. Billberg,

Profil 23. Gränsen mellan humuspodsol och gråblå sumpjordmån, bägge med torv över 30 cm. Försöksfältet i Kulbäcksliden.

Profilens läge, se fig. 36 Q. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog av hjortronrik typ. I profilgropen, som upptogs på ett ställe, där torvens mäktighet är i starkt tilltagande, kunde man urskilja gränsen i horisontal-led mellan gråblå sumpjordmån och humuspodsol med svag anrikning. Profil-

[†] Inkl. H₂O.

gropens storlek var ungefär 2×2 m. I dess ena ände förefanns sålunda tydlig gråblå sumpjordmån, i dess andra tydlig humuspodsol. Bägge detaljundersöktes och analyserades. Humuspodsolen betecknas här nedan med 1, den gråblå sumpjordmånen med 2.

1. Humuspodsol.

A₁ 0—35 cm torv, starkt förmultnad, men ej alldeles tät.

A₂ 35—45 cm humöst, smutsgrått lager. Ingen skarp gräns mot följande lager.

B 45—60 cm smutsigt, brunt skikt, skiljer sig ej mycket från A₂.

G blågrå, roststrimmig morän. Profilens djup: 100 cm.

2. Gråblå sumpjordmån.

A 0—50 cm torv, starkt förmultnad.

C₁ 50—62 cm, smutsgrått, något humushaltigt lager, ljusnar nedåt och övergår utan skarp gräns i följande skikt.

G gråblå morän med talrika roststrimor. Profilens djup: 100 cm.

Av lagren: 1 A₂ och 2 C₁ insamlades analysprov på så sätt att skiktet 0—5 cm under torven i vardera profilen uttogs. De båda proven insamlades på identiskt samma sätt, vardera är genomsnitt av flera vertikallpelare genom det angivna skiktet. I provet 1 A₂ var halten finmaterial 84 %, i 2 C₁ 82 %.

	Kolloider:		P ₂ O ₅ , p _H , vittringsindex:	
	1 A ₂	2 C ₁	1 A ₂	2 C ₁
Humus	3,76 %	3,33 %	P ₂ O ₅ -lösl.	0,002 %
SiO ₂	0,04 »	0,11 »	p _H elektr.	5,0
Al ₂ O ₃	0,31 »	0,51 »	p _H kolor.	5,5
Fe ₂ O ₃	0,07 »	0,16 »	Vittringsindex	40,9
	S:a 4,18 %	4,11 %		

Tab. 45. Profil 23. (Se tab. 29.)

	1 A ₂				2 C ₁			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
	174 *				175 *			
H ₂ O	1,11 %	—	—	—	1,44 %	—	—	—
Humus ...	3,76	—	—	—	3,33	—	—	—
SiO ₂	73,55	77,64 %	5,87	16,6	72,16	76,40 %	2,68	7,6
TiO ₂ ...	0,43	0,45	0,03	7,0	0,49	0,52	—	13,9
Al ₂ O ₃ ...	12,18	12,54	2,24	16,7	12,40	12,60	1,47	10,9
Fe ₂ O ₃ ...	1,37	1,37	1,06	46,5	1,94	1,89	0,49	21,5
MgO	0,37	0,39	0,55	61,2	0,78	0,83	0,11	12,2
CaO	1,70	1,79	0,59	26,9	1,90	2,01	0,28	1,28
Na ₂ O ...	2,71	2,86	0,31	10,8	2,65	2,81	0,20	7,0
K ₂ O	2,80	2,96	0,17	6,1	2,77	2,94	0,02	0,7
S:a	99,98	100,00	10,82		99,86	100,00	5,19	
Kvarts ...	—	44,58 %	—	—	—	41,96 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Oorg. kolloider av A. Billberg.

Profil 24. Gråblå sumpjordmån med tunn torv. Kulbäcksliden.

Profilen är belägen i den lilla försumpningen å Stormyrjtälén, se fig. 35 A cirka 300 m från försöksfältet. Jordart: normal, morik morän, av relativt obetydlig mäktighet ovan hällen. Vegetation: gransumpskog (hygge).

A 0—13 cm torv, starkt förmultnad. På gränsen mellan torven och mineraljorden talrika stenar.

C₁ 13—27 cm gråblå morän, närmast torven obetydligt humusimpregnerad.

C₂ (G) 27—77 cm gråblå, något roststrimmig morän. Vid 77 cm gnejs-hällen.

Endast C₁ har analyserats. Tvenne analysprov uttogos av lagret 0—5 cm under torven och benämnas i det följande 1 och 2. Finmaterialet i dem utgjorde resp. 57 och 66 %.

Profilen är till utseendet en gråblå sumpjordmån, men analyserna visa, att den har podsolerats (jfr sid. 231).

Kolloider:

P₂O₅, p_H vittringsindex:

	I	2		I	2
Humus	2,45 %	3,31 % ¹	P ₂ O ₅ -lösl.	0,002 %	—
SiO ₂	0,06 »	0,07 »	p _H elektr.	4,6	—
Al ₂ O ₃	0,31 »	0,36 »	p _H kolor.	4,5	—
Fe ₂ O ₃	0,16 »	0,14 »	Vittringsindex	44,7	52,3
S:a 2,98 % 3,88 %					

Tab. 46. Profil 24, C₁. (Se tab. 29.)

	1				2			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
	184 *				186 *			
H ₂ O	0,77 %	—	—	—	3,31 %	—	—	—
Humus ..	2,45	—	—	—		—	—	—
SiO ₂	75,85	78,88 %	7,09	20,1	75,80	78,95 %	7,68	21,8
TiO ₂	0,43	0,45	0,04	9	0,40	0,42	0,07	16,3
Al ₂ O ₃ ...	11,41	11,55	3,46	25,8	11,73	11,85	3,31	23,5
Fe ₂ O ₃ ...	1,34	1,23	1,20	52,6	1,19	1,10	1,34	58,8
MnO.	0,05	0,05	—	—	0,03	0,03	—	—
MgO	0,51	0,53	0,42	47,6	0,23	0,24	0,68	75,5
CaO	1,58	1,64	0,78	35,6	1,57	1,64	0,79	36,1
Na ₂ O ...	2,74	2,85	0,41	14,3	2,72	2,84	0,43	15,0
K ₂ O	2,71	2,82	0,38	13,5	2,81	2,93	0,31	11,0
S:a	99,84	100,00	13,78		99,79	100,00	14,61	
Kvarts ...	—	46,17 %	—	—	—	46,56 %	—	—

* Analytiker: O. Tamm. Öorg. kolloider av A. Billberg.

Profil 25. Gråblå sumpjordmån med relativt tunn torv. Kulbäcksliden.

Profilen är belägen NW om försöksfältet i detsamma omedelbara grannskap. Jordart: normal morän. Vegetation: gransumpskog med *Carex globularis* och *Equisetum silvaticum*.

¹ Inklusive H₂O.

A 0—35 cm starkt förmultnad torv. I gränsskiktet mot mineraljorden finnas en mängd stenar.

C₁ 35—45 cm smutsgrå, humushaltig morän. Humushalten avtager nedåt. Ingen skarp gräns till följande skikt.

G gråblå morän, genomdragen med roststrimor. Profilens djup: 100 cm.

Endast C₁ har analyserats:

Kolloider:		P ₂ O ₅ , p _H , vittringsindex:	
Humus [†]	5,77 %	P ₂ O ₅ -lösl.....	0,016 %
SiO ₂	0,19 »	p _H elektr.	5,0
Al ₂ O ₃	1,33 »	p _H kolor.....	4,9
Fe ₂ O ₃	0,29 »	Vittringsindex.....	29,4
S:a 7,58 % [†]			

Tab. 47. Profil 25, C₁. (Se tab. 29.)

	I	II	III	IV
	189 *			
H ₂ O }	5,97 %	—	—	—
Humus }	—	—	—	—
SiO ₂	71,81	77,68 %	6,70	19,0
TiO ₂	0,53	0,57	— 0,07	16
Al ₂ O ₃	12,68	12,30	2,60	19,4
Fe ₂ O ₃	1,71	1,54	0,92	40,3
MgO.....	0,59	0,64	0,34	37,8
CaO.....	1,96	2,13	0,32	14,6
Na ₂ O.....	2,57	2,79	0,41	14,4
K ₂ O.....	2,17	2,35	0,74	26,3
Summa.....	99,99	100,00	11,96	
Kvarts.....	—	45,20 %	—	—

* Analytiker: A. Billberg.

Kolorimetriska p_H-bestämningar utförda i fält, juni 1930.

K = Kulbäcksliden.

R = Rokliden.

I. Järnpodsol.

26. Granskog av *Vaccinium*-typ på morän, K.

27. Ljung- och lavrik tallskog å morän. K.

A ₁ 0—7 cm	4,1	A ₁ 0—10 cm (H-skiktet).....	3,8
A ₂ 7—20 »	4,3	A ₂ 10—22 »	4,3
B 20—60 »	4,8	B 22—45 » Nära A ₂	5,5
C 60— »	5,5	Djupare ned	5,7
		C 45— » Vid 55 cm:s djup	6,2

[†] Inklusive H₂O.

28. Granskog av *Vaccinium*-typ på morän. R.

A ₁	0—6 cm	F-skiktet	3,9
		H- »	3,8
A ₂	6—20 »	Övre delen	4,1
		Undre delen	4,2
B ₁	20—32 »	Rostbrun ortsten	4,5
B ₂	32—35 »	Lös rostjord	4,9
C	35— »	Vid 50 cm	5,3

29. Granskog av *Vaccinium*-typ på sand. K.

A ₁	0—10 cm	(H-skiktet)	3,9
A ₂	10—21 »		4,0
B ₁	31—66 »	Lös rostjord. Nära a.	4,7
		40 cm:s djup	6,2
B ₂	66—80 »	Ortsten	5,7
C	80— »	Vid 95 cm:s djup	5,7

II. Järnhumuspodsol.

30. Tallskog med ljung, lavar och vitmosstuvor på morän. K.

A ₁	0—10 cm	Råhumus. H-skiktet	3,7
A ₂	10—21 »	blekjord	4,0
B	21—24 »	Humöst, mörkt skikt	4,3
B	24—40 »	Rostfärgat lager	5,6
C	40— »		5,9

31. Granskog av *Vaccinium*-typ med spridda vitmosstuvor på morän. R. Samma profil som nr 4 (se sid. 330).

A ₁	F-skiktet	3,9
	H- »	3,8
A ₂	Blekjord	3,9
B ₁	Humöst, mörkt skikt	4,2
B ₂	Rostfärgat skikt	4,9
C ₁		5,3
G		5,6
C ₂		5,6

III. Humuspodsol med ortsten.

32. Granskog av *Dryopteris*-typ med vitmossfäckar på morän. K.

A ₁	0—9 cm	F-skiktet	4,0
		H- »	4,2
A ₂	9—29 »	Nära A ₁	4,3
		» B	4,3
B ₁	29—40 »	Mörkt, ej förhårdnat lager	4,6
B ₂	40—65 »	Mörk humusortsten	4,8

IV. Humuspodsol med stark anrikning.

33. Gransumpskog på morän. K.

A ₁	0—25 cm	Torv, undre delen	3,9
A ₂	25—35 »	Övre delen	4,1
		Undre delen	4,1
B	35—65 »	Nära A ₂	4,2
		50 cm:s djup	4,3
C	65— »	Vid 70 cm:s djup	4,7

V. Humuspodsol med svag anrikning och tunn torv.

34. Granskog av *Dryopteris*-typ med vitmossfäckar på morän. K.

A ₁	0—12 cm	Fuktig råhumus, H-skiktet	4,0
		F- »	4,0
A ₂	12—32 »	Nära A ₁	4,1
		» B	4,3
B	32—60 »	Strimmig, föga utpräglad.	
		Nära A ₂	4,3
		Mörka strimmor	4,6
G	60— »	Grå morän med roststrim-	
		mor. Gråa partier	5,4
		Roststrimmor	5,4

VI. Humuspodsol med svag anrikning och torv över 30 cm.

35. Blåbärsrik gransumpskog på morän. K.

A ₁	0—45 cm	Torv. Vid 25 cm:s djup	3,9
		» 45 » »	4,1
A ₂	45—55 »	Humöst, smutsgrått lager	4,9
B	55—70 »	Smutsigt, gråbrunt »	5,5
G	70— »	Gråblå morän med rost-	
		strimmor. Vid 75 cm	5,7

36. Gransumpskog å något svallad morän. R. Fläck med maximal halt av tvåvärdigt järn i grundvattnet (fig. 38).	37. Gransumpskog å något svallad morän, R, nära intill nr 36.
A ₁ 0—50 cm Torv, starkt förmultnad, i botten dytorv med stenlager intill mineraljorden. Vid c:a 45 cm.....	A ₁ 0—80 cm Torv, i botten dytorv med stenlager. 40 cm:s djup 5,0 75 » » 6,0
A ₂ 50—60 » Starkt humöst lager	A ₂ 80—90 » Humöst smutsgrått skikt 6,0
B 60—75 » Humöst, gråbrunt skikt.	B 90—100 » Gråbrunt lager 6,0
C 75— » Gråblå morän 6,2	C. Gråblå morän, i ytan svallad 6,3

VII. Gråblå sumpjordmån.

37. Hjortronrik gransumpskog på morän. K.	38. Hjortronrik gransumpskog på morän. K.
A 0—70 cm Torv. Vid 35 cm:s djup 4,2	A 0—80 cm Torv med stenar i bottenlagret. Vid 40 cm:s djup 3,8
C ₁ 70—75 » Humöst lager 5,5	C ₁ 80—90 » Humöst, smutsgrått lager 5,4
G 75— » Gråblå morän med roststrimor 6,2	C ₂ 90— » Gråblå morän 6,3

38. Örtrik gransumpskog. K.

A 0—40 cm Torv. Vid ytan.....	5,5
Vid 30—40 cms djup...	5,4
C ₁ 40—50 » Humöst, smutsgrått lager	5,5
G 50— » Gråblå morän med roststrimor. Gråa partier	5,5
Roststrimor.....	5,7

Anförd litteratur.

- AALTONEN, V. T. 1923. Zur Kenntnis der Ausfällung des Eisens im Boden. *Acta forestalia Fennica* 25. Helsingfors.
- 1923. Versuche zur Klärung der Schutzwirkungen von wässerigen Humusauszügen. *Acta Forestalia Fennica* 25. Helsingfors.
- AARNIO, B. 1915. Über die Ausfällung des Eisenoxydes und der Tonerde in finnländischen Sand- und Grusböden. *Geolog. Kommissionen i Finland. Geotekn. Meddelanden* 16. Helsingfors.
- 1918. Om sjöalmarna i några sjöar i Pusila, Pyhäjärvi, Loppis, Somerniemi och Tam-mela socknar. Mit deutschem Referat: Die Seerzbildung in einigen süd-finnischen Bin-nenseen. *Geol. Komm. i Finland. Geotekn. Meddelanden* 20. Helsingfors.
- ALBERT, R. 1910 Beitrag zur Kenntnis der Ortsteinsbildung. *Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen* 42, S. 327—341. Berlin.
- ANDERSSON, G. 1898. Studier över Finlands torvmossar och fossila kvartärflora. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* 8. Helsingfors.
- ANDERSSON G. och BIRGER, S. 1912. Den norrländska florans geografiska fördelning och invandringshistoria. Uppsala och Stockholm.
- VAN BEMMELN, J. M. 1900 Über das Vorkommen, die Zusammensetzung und die Bildung von Eisenanhäufungen in und unter Mooren. *Zeitschrift f. anorganische Chemie* 2, 22, S. 313—379. Hamburg u. Leipzig.
- BESKOW, G. 1929. Tjälproblemets grundfrågor. *Svenska vägföreningens tidskrift* 1929, s. 3—16. Stockholm.
- 1930. Erdfließen und Strukturboden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. *Geologiska Föreningens Förhandlingar* 52, s. 622—638. Stockholm.
- BRENNER, W. Über die Reaktion finnländischer Böden. *Geol. Kommissionen i Finland Agrogeologiska meddelanden* 19. Helsingfors.
- CAJANDER, A. K. 1913. Über Waldtypen I. *Acta forestalia fennica* I, s. 1—175. Helsingfors.
- CAJANDER, A. K. och ILVESSALO, Y. 1921. Über Waldtypen II. *Acta forestalia fennica* 20, sid. 1—77. Helsingfors.
- EKSTRÖM, G. 1929. Allmänna termer och petrografisk jordartsindelning. Beretning om Nordiske jordbruksforskeres Kongress i Helsingfors 1929. Köpenhamn.
- ENEROTH, O. 1931. Om skogstyper och föryngringsförhållanden inom lappmarken. *Norr-lands Skogsvårdsförbunds tidskrift* 1931, s. 73—182. Stockholm.
- FROSTERUS B. 1912 a. Jordmånernas uppkomst och egenskaper. *Geol. Kommissionen i Finland. Geotekniska Meddelanden* 10. Helsingfors.
- 1912 b. Zur Frage nach der Einteilung der Böden in Nordwesteuropas Moränengebiet. *Geol. Kom. i Finl. Geotekn. Medd.* 11. Helsingfors.
- 1913 Zur Frage nach der Einteilung der Böden in Nordwesteuropas Moränengebiet III. *Geol. Kom. i Finland. Geotekn. Medd.* 12. Helsingfors.
- 1914 a Zur Frage nach der Einteilung der Boden in Nordwesteuropas Moränengebiet IV. *Geol. Kom. Finl. Geotekn. Medd.* 13. Helsingfors.
- 1914 b. Zur Frage nach der Einteilung der Böden in Nordwesteuropas Moränengebiet V. *Geol. Kom. Finl. Geotekn. Medd.* V. Helsingfors.
- 1924. Die Klassifikation der Böden und Bodenarten Finlands. *Geol. Kom. i Finl. Agrogeol. Medd.* 18. Helsingfors.
- FROSTERUS, B. och TAMM, O. 1929. Genetisk indelning av de naturliga jordmånerna i Fennoskandia. Beretning om Nordiske jordbruksforskeres Forenings Kongress i Helsing-fors 1929. Köpenhamn.
- GÆRTNER, A. 1898. Über Vivianit und Eisenspat in mecklenburgischen Mooren. *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* 51, S. 73—130. Güstrow.
- GEDROIZ, K. K. 1926. Chemische Bodenanalyse. Berlin.
- 1929. Der adsorbierende Bodenkomplex und die adsorbierten Bodenkationen als Grundlage der genetischen Bodenklassifikation. *Kolloidchem. Beihefte*, Band XXIX, s. 149—260. Dresden u. Leipzig.
- GLINKA, K. 1912. Zur Frage nach der Einteilung der Böden in Nordwest-Europas Morän-engebiet. *Geologiska Kommissionen i Finland. Geotekniska Meddelanden* 11, Helsingfors.
- 1914. Die Typen der Bodenbildung, Berlin.

- GLÖMME, H. 1928. Orienterende Jordbunnsundersökelse i den Östlandets och Tröndelagens Skogstrakter. English Summary: Preliminary Soil Investigations in the Forest Tracts of East Norway and the Trøndelag Districts. Meddelser fra det Norske Skogsforsøgsväsen III, Oslo.
- GOLDSCHMIDT, V. M. & JOHNSSON, E. 1922. Glimmermineralernes betydning som kalkkilde for planterne. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr 108. Kristiania.
- HALDEN, B. 1926. Exempel på markförbättring, framkallad av genomsippande myrvatten. Skogen 1926, s. 1—10. Stockholm.
- HAMBERG, A. 1915. Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises in Wasser. Geol. Fören. Förhandl. 37, s. 566—583. Stockholm.
- HESSELMAN, H. 1910 a. Berättelse över den botaniska avdelningens verksamhet åren 1906—1908 jämte förslag till program. Medd. fr. Statens Skogsforsöksanstalt 6, s. 27—52. Stockholm.
- 1910 b. Om vattnets syrehalt och dess inverkan på skogsmarkens försumpning och skogens växtlighet. Deutsches Résumé: Über den Sauerstoffgehalt des Bodenwassers und dessen Einwirkung auf die Versumpfung des Bodens und das Wachstum des Waldes. Medd. fr. Statens Skogsforsöksanstalt 7, s. 91—125. Stockholm.
- 1915. Om förekomst av rutmark på Gotland. Geol. Föreningens Förhandlingar. 37, s. 482—492, Stockholm.
- 1917 a. Studier över salpeterbildningen i naturliga jordmånar och dess betydelse i växtekologiskt avseende. Deutsches Résumé: Studien über die Nitratbildung in natürlichen Böden und ihre Bedeutung in pflanzenökologischer Hinsicht. Medd. fr. Statens Skogsforsöksanstalt 13—14, s. 297—528. Stockholm.
- 1917 b. Om våra skogsförnyingsåtgärders inverkan på salpeterbildningen i marken och dess betydelse för barrskogens förnyring. With English Summary: On the Effect of our Regeneration Measures on the Formation of Saltpetre in the Ground and its Importance in the Regeneration of Coniferous Forests. Medd. fr. Statens Skogsforsöksanstalt 13—14, s. 923—1076. Stockholm.
- 1917 c. Studier över de norrländska tallhedarnas förnyingsvillkor. Deutsches Résumé: Studien über die Verjüngungsbedingungen der norrländischen Kiefernheiden. Medd. fr. Statens Skogsforsöksanstalt 13—14, s. 1221—1286. Stockholm.
- 1926. Studier över barrskogens humustäcke, dess egenskaper och beroende av skogsvården. Deutsches Résumé: Studien über die Humusdecke des Waldbodens, ihre Eigenschaften und deren Abhängigkeit vom Waldbau. Medd. fr. Statens Skogsforsöksanstalt 22, s. 169—552. Stockholm.
- 1928. Versumpfung, Rohhumus und Waldbau in Nordschweden. Forstwissenschaftliches Centralblatt 50, S. 409—596. Berlin.
- HILLEBRAND, W. F. 1916. The Analysis of Silicate and Carbonate Rocks. U. S. Geol. Survey. Bull. 422. Washington.
- HOFMAN-BANG, O. 1905. Studien über schwedische Fluss- und Quellwässer. Bulletin of the Geol. Institute of the University of Upsala VI, p 101—159. Uppsala.
- HÖGBOM, A. G. 1906. Norrland. Uppsala.
- JENNY, H. 1927. Kationen- und Anionenaustausch an Permutitgrenzflächen. Kolloid-chemische Beiheften 23, 428—472. Dresden u. Leipzig.
- KARSTEN, H. 1912. Untersuchungen über die Wärmeleitungsfähigkeit einiger Bodenarten. Intern. Mitteil. für Bodenkunde. I. S. 524—543. Berlin.
- LUKKALA, O. J. 1920: Lisä ortsteinkynmyksen valisemiksi. Deutsches Résumé. Acta forestalia Fennica, 16. Helsingfors.
- LUNDBLAD, K. 1924. Ett bidrag till kännedomen om brunjords- eller mulljordstypens egenskaper och degeneration i södra Sverige. Deutsches Résumé: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eigenschaften und der Degeneration der Bodenarten vom Braunerdetypus im südlichen Schweden. Medd. fr. Statens Skogsforsöksanstalt 21, 1914, S. 1—48, Stockholm.
- 1930. Kväveomsättningen i »gulsjöttsjuk» kärrjord från Gisselås. Svenska Mosskulturören. Tidskr. 44. Jönköping.
- LUNGE-BERL. 1921. Chemisch-technische Untersuchungsmethoden. I. Berlin.
- MALMSTRÖM, C. 1923. Degerö Stormyr. En botanisk, hydrologisk och utvecklingshistorisk undersökning över ett nordsvenskt myrkomplex. Deutsches Résumé: Eine botanische, hydrologische und entwicklungsgeschichtliche Untersuchung eines nordschwedischen Moorkomplexes. Medd. fr. Statens Skogsforsöksanstalt 20, s. 1—205.

- MALMSTRÖM, C. 1928. Våra torvmarker ur skogsdikningssynpunkt. English Summary: Our Peat Areas from the Point of Forest-draining. Medd. fr. Statens Skogsförsöksanstalt 24, S. 251—372.
- 1931. Om faran för skogsmarkens försumpning i Norrland. En studie från Kulbäckslidens och Roklidens försöksfält. Deutsches Resümee: Über die Gefahr der Versumpfung des Waldbodens in Norrland (Nordschweden). Medd. fr. Statens Skogsförsöksanstalt 26, s. 1—162, Stockholm.
- MALMSTRÖM, O. och TAMM, O. 1927. Försöksparken Kulbäcksliden. Program för Svenska Skogsvårdsföreningens exkursion till Västerbotten 19—21 juni 1927. Stockholm.
- MÜLLER, P. E. 1887. Studien über die natürlichen Humusformen. Berlin.
- NILSSON, ALB. och NORLING, K. G. 1895. Skogsundersökningar i Norrland och Dalarna. Bihang till Domänstyrelsens berättelse för år 1894. Stockholm.
- NILSSON, ALB. 1897. Om Norrbottens växtlighet med särskild hänsyn till dess skogar. Tidskr. för skogshushållning, 25, s. 139.
- ODÉN, S. 1919. Die Huminsäuren. Kolloidchemische Beihefte XI. Dresden u. Leipzig.
- RICHERT, J. G. 1911. Om Sveriges grundvattenförhållanden. Stockholm.
- ROMELL, L. G. 1922. Luftväxlingen i marken som ekologisk faktor. Deutsches Resümee: Die Bodenventilation als ökologischer Faktor. Medd. fr. Statens Skogsförsöksanstalt 19, s. 125—360. Stockholm.
- SAHLBOM, N. 1910. Kapillaranalyse kolloider Lösungen. Kolloidchemische Beihefte II, s. 79—141. Dresden u. Leipzig.
- SAHLSTRÖM, K. E. 1911. Några försök angående jordarternas permeabilitet i naturen. Sveriges Geol. Undersöknings Årsbok 5. Stockholm.
- SEDERHOLM, J. J. 1909. Om grundvattnet i Finland, dess förekomst, mängd och rörelser. Geol. Kommissionen i Finland. Geotekniska Meddelanden 4. Helsingfors.
- STEBUTT, A. 1930. Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Berlin.
- TAMM, O. 1920. Markstudier i det nordsvenska barrskogsområdet. Deutsches Resümee: Bodenstudien in der nordschwedischen Nadelwaldregion. Medd. fr. Stat. Skogsförsöksanstalt 17, s. 49—300. Stockholm.
- 1922. Eine Methode zur Bestimmung der anorganischen Komponenten des Gelkomplexes im Boden. Medd. fr. Stat. Skogsförsöksanstalt 19, S. 385—404. Stockholm.
- 1925 a. Grundvattenrörelser och försumpningsprocesser belysta genom bestämningar av grundvattnets syrehalt i nordsvenska moräner. Deutsches Resümee: Grundwasserbewegungen und Versumpfungsprozesse, durch Sauerstoffanalysen des Grundwassers nordschwedischer Moränen erläutert. Medd. fr. St. Skogsförs. 22, s. 1—44, Stockholm.
- 1925 b. Experimental Studies on Chemical Processes in the Formation of Glacial Clay. Sveriges Geol. Undersöknings Årsbok 18: 5. Stockholm.
- 1927. Studier över markprofilen i försumpade terrängar. Geol. Fören. Förhandl. 49, s. 475—481. Stockholm.
- 1928. Om mineraljordens roll vid avvattning av torvmarker för skogsbörd. Skogen XV, s. 629—633. Stockholm.
- 1929 a. An Experimental Study on Clay Formation and Weathering of Felspars. Medd. fr. Stat. Skogsförsöksanst. 25, s. 1—28. Stockholm.
- 1929 b. Om sambandet mellan skogstyper och marktyper i övre Norrlands urbergsområde. Skogen, 16, s. 223—228, Stockholm.
- 1930. Om brunjorden i Sverige. Deutsches Resümee: Der braune Waldboden in Schweden. Svenska Skogsvårdsfören. tidskrift. Stockholm.
- TAMM O. och MALMSTRÖM C. 1926. The Experimental Forests of Kulbäcksliden and Svartberget. 1. Geology (Description and Maps, by O. TAMM). 2. Vegetation. (Description and Maps by C. MALMSTRÖM). Statens Skogsförsöksanstalts Exkursionsledare, XI. Stockholm.
- TANFILIEV, G. I. 1888—1889. Über die Moore des Petersburger Gouvernements (Russisch). Arb. d. K. ökonomischen Gesellschaft. St. Petersburg.
- 1910. Können Funde von fossilen oder subfossilen Pflanzen immer zur Rekonstruktion früherer Klima- und Vegetationsverhältnisse benutzt werden? I »Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit«. Stockholm.
- WEIS, FR. 1929. Fysiske og kemiske Undersøgelser over danske Hedejorder, Med særligt Henblik på deras Indhold af Kolloider og Kvælstoff. English Summary. Det Kgl. Danske Videnskabernes Selskab, Biologiske Meddelelser VII: 9. Köpenhamn.
- WIEGNER, G. u. JENNY, H. 1927. Über Austausch an Permutiten. Kolloidzeitschrift 42, S. 268—272. Dresden u. Leipzig.

Studien über Bodentypen und ihre Beziehungen zu den hydrologischen Verhältnissen in nordschwedischen Waldterrains.

Vorwort.

Im Jahre 1912 fing Verf. an, die nordschwedischen Eisenpodsolböden zu studieren. Als ich später (1915) bei der Forstlichen Versuchsanstalt Schwedens angestellt wurde, wurden diese Untersuchungen als dienstliche Arbeit fortgesetzt und veröffentlicht (TAMM 1920). Schon von Anfang an hatte indessen der Direktor der naturwissenschaftlichen Abteilung der Versuchsanstalt, Herr Professor H. HESSELMAN, mir die Aufgabe zugewiesen, die feuchten Böden (Humuspodsole und dgl.) besonders mit Rücksicht auf die Waldversumpfungprobleme zu erforschen. Das Resultat dieser Forschungen, das hiermit vorgelegt wird, war teils eine Beleuchtung jener Probleme, teils eine Charakteristik und Gliederung der Bodentypen der untersuchten Gebiete. — Es ist mir hier eine angenehme Pflicht, meinem Chef, Herrn Professor HESSELMAN, für lebenswürdige Unterstützung meiner Arbeit zu danken. Er hat das im Besitz der Forstlichen Versuchsanstalt befindliche, auf seine Initiative zustande gekommene, reichhaltige Material von Grundwasserstandsmessungen usw. gütigst zu meiner Verfügung gestellt.

Einleitung.

Allgemeine Richtlinien für eine Erforschung der Waldböden wurden vor allem von dem Dänen P. E. MÜLLER und von dem Russen DOKUTSCHAJEFF aufgestellt. Diese beiden Forscher haben uns gelehrt, den Bodentypus als das Resultat der Zusammenwirkung verschiedener Kräfte auf ein gegebenes Substrat zu betrachten. Ein Waldboden ist also teils durch das geologische Substrat, teils durch das darauf entstandene Bodenprofil gekennzeichnet. Das Substrat ist schon sehr gut von den Geologen erforscht worden. Die vorliegende Arbeit versucht nun, die Natur der Bodenprofile zu erkennen. — Die Untersuchungen wurden hauptsächlich auf den Versuchsfeldern Kulbäcksliden und Rokliden (Fig. 1, S. 168) und in deren Umgebungen ausgeführt. Die Resultate gründen sich indessen auch zum Teil auf früher (TAMM 1920, 1925 a) veröffentlichte Abhandlungen.

KAP. I. Frühere Resultate und Anschauungen betreffs. Bodentypus und Feuchtigkeitszustand in Nordschweden und Finnland.

GLINKA (1912) teilt die bodenbildenden Prozesse des Moränengebiets Nordwesteuropas in zwei Haupttypen ein: den Podsoltypus und den Sumpftypus, und führt den von Vyssotski herrührenden Begriff Glei in die fennoskandische Litteratur ein.

FROSTERUS (1912, 1913, 1914 a, 1914 b, 1924) gibt eine eingehende Klassifikation der Bodentypen Finnlands. Aus seiner Arbeit (1914b) referiere ich: Die trockenen Lokalitäten werden durch Eisenpodsol (s. Fig. 2, S. 171) gekennzeichnet. Unter Moorhumus (also auf feuchten Terrains) kommt Humuspodsol (Fig. 3, S. 171) vor, der eine starke Anreicherung von Humusstoffen und Aluminium hat. In den Schichten, wo das Grundwasser mit Luft in Berührung kommt, wird ein Gleichhorizont aus Eisenoxydverbindungen gebildet durch Oxydation der zweiwertigen Eisensalze des Grundwassers. Wo das Grundwasserniveau die Bodenoberfläche erreicht, bildet sich aber kein Glei, sondern die im Wasser vorkommenden Stoffe bleiben in Lösung. Der Boden wird graublau, und auch keine Podsolierung findet statt. Ein solcher Boden wird echter Grundwasserboden genannt. (Fig. 4, S. 172).

Ich teilte (1920) die Eisenpodsole in Nordschweden in drei verschiedene Varianten ein, die alle mit dem Feuchtigkeitszustand des Terrains in Zusammenhang stehen, und die sich durch verschiedene mittlere Mächtigkeit des A_2 -Horizontes (die Bleicherde) unterscheiden. Fig. 2, 5 und 6 (S. 171, 173) zeigen diese Varianten. Die sehr trockenen Standorte haben eine sehr schwach entwickelte Humusdecke, und darum wird eine sehr dünne Bleicherde gebildet: sehr trockener Eisenpodsol (Fig. 5). Etwas weniger trockene Standorte haben dickere Humusdecke und auch durchschnittlich etwas mächtigere Bleicherde: trockener Eisenpodsol (Fig. 6). Die »normalen« Standorte, die man allgemein in den Fichtenwäldern und Mischwäldern aus Kiefer, Fichte und Birke antrifft, haben noch mächtigere Humusdecke und Bleicherde: normaler Eisenpodsol (Fig. 2).

Die erwähnten Untersuchungen zeigen, dass in Finnland und Nordschweden, die ungefähr dieselben geologischen und klimatischen Verhältnisse aufweisen, ein weitgehender Zusammenhang zwischen den Bodentypen und dem Feuchtigkeitszustand eines Terrains besteht.

KAP. 2. Einige allgemeine, methodische Gesichtspunkte bei Bodenforschungen im nordschwedischen Moränengebiet.

Die Böden haben sich in Nordschweden immer auf Moränen, Sanden, Tonen usw., die während des Endes der letzten Vergletscherung oder später gebildet worden sind, entwickelt. Nach den bekannten Forschungen DE GEER's und Mitarbeiter kann man mit einer Zeit von 8 000—9 000 Jahren rechnen, seitdem das Land eisfrei wurde. Damals bestanden die Bodenarten, also die Moränen usw., aus fast unverwittertem, auf mechanischem Weg zerkleinertem Material aus den archaischen Gneisen, Graniten usw., deren ältere Verwitterungskruste ganz vom Gletschereise weggeführt worden war. Nur die feinsten Tonteile erlitten eine Verwitterung während der Zertrümmerung im Eiswasser (TAMM 1925). Die spätere Verwitterung hat merklich nur die obersten Schichten der Böden angegriffen, und man kann darum mit vollem Recht eine Analyse der von der Verwitterung unberührten Schichten eines Moränenbodenprofils als bezeichnend für die ursprüngliche Zusammensetzung der durch die Bodenbildung veränderten Schichten ansehen (vgl. TAMM 1920, S. 278—279).

In den nordschwedischen Podsolen bilden sich nur sehr wenig sogenannte zeolithische Komplexe, die Kationen gebunden enthalten. Dies wird durch

die stark saure Reaktion (Kap. 12) aller Böden sowie durch die grosse Salzarmut aller Grundwässer (Kap. 8) beleuchtet. Darum bedingen jene Podsolböden spezielle Analysenmethoden. Die modernen Methoden von GEDROIZ u. a., bei denen man den zeolithischen Komplex durch Extraktion mit verdünnten Alkalien und die absorbierten Kationen durch Extraktion mit Neutralsalzen bestimmt, sind für zeolithreiche Böden wie Tschermosem sehr geeignet, passen aber nicht für nordschwedische Podsole. Die Mengen absorbierter Kationen in jenen sind nämlich so klein, dass die nicht so geringe Austauschfähigkeit der unverwitterten, silikatischen Bodenminerale die Resultate der Kationbestimmungen ganz unsicher machen würde. Feinpulverisierter Oligoklas gibt z. B., wenn er mit 10-prozentiger Chlorammonlösung geschüttelt wird, etwa 4 % seines Gehaltes an CaO ab. Statt zeolithischer Komplexe gibt es in den nordschwedischen Podsolon basenarme Mischungen von ausgefällten Humusstoffen und anorganischen Kolloiden: SiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 . Die anorganischen Komponenten dieser Mischungen werden am besten mittelst der Oxalatmethode (TAMM 1922) bestimmt, die Humuskomponente kann durch Verbrennungsanalyse oder andere Methoden ermittelt werden.

HESSelman (1926) hat eingehend die Azidität nordschwedischer Böden untersucht. Ich habe mich daher hier mit groben Bestimmungen der P_H -Werte einzelner Bodenschichten begnügt, nur um eine Vorstellung von den für die verschiedenen Bodenprozesse notwendigen P_H -Werten zu gewinnen. Eine wissenschaftliche Behandlung des Themas ist also nicht angestrebt worden. (Vgl. STEBUTT, 1930, S. 248).

KAP. 3. Arbeitsmethoden.

A. Feldmethoden.

Untersuchung der Profile. Probeentnahme. Bodenprofile wurden bis 1—2, zuweilen 3 m Tiefe gegraben. Durch Untersuchung einer grossen Anzahl Profile konnte ich sie in verschiedene Typen einteilen. Darauf gelang es, den Bodentypus sehr leicht festzustellen durch Graben nur bis 40 cm Tiefe und Bohrung mittels eines Erdbohrers bis etwa 80 cm Tiefe. Auf diese Weise konnte ich eine Bodenkartierung ausführen. Alle Analysenproben wurden in grossen, gegrabenen Profilen entnommen. Ich suchte immer die Proben auf solche Weise einzusammeln, dass sie so gut wie möglich die Zusammensetzung einer individuellen Schicht im Profile wiedergaben. Im allgemeinen habe ich eine vertikale Säule aus einer Schicht herausgeschnitten. Die Grenzen zwischen zwei Bodenschichten sind immer mehr oder weniger unscharf. Es liegt daher natürlich ein subjektives Moment in der Probeentnahme. Das Gewicht der Proben war im allgemeinen 0,5—1 kg.

Probeentnahme von Grundwasser. Ein Rohr aus Messing mit einem Stahlkern wurde langsam, durch schwache Schläge mit einem Hammer in den Boden bis unter das Grundwasserniveau eingetrieben. Der innere Durchmesser des Rohres war 4 mm und seine Länge 1—2 m. Nach dem Eintreiben wurde der Stahl herausgezogen und das Rohr mittels eines dickwandigen Schlauches mit einer Quecksilberpumpe verbunden. Das Volumen der Pumpe betrug etwa 125 ccm. Kleine Flaschen von 35 ccm Volumen wurden sogleich mit ausgepumptem Wasser gefüllt, ohne dass sich eine Luftblase unter

dem Stopfen bildete. In einigen Fällen wurden grosse Probe (500 ccm) für besonderen Zweck aufgesaugt.

Sauerstoffbestimmung. Der Gehalt an freiem, gelöstem Sauerstoff in den Wasserproben wurde nach der bekannten Methode von WINKLER bestimmt. Das Wasser wird vorsichtig zuerst mit etwas jodkaliumhaltiger Natronlauge und dann mit Manganchlorür versetzt, darauf mit Salzsäure. Das dabei freigemachte Jod wird mit einer Lösung von Natriumthiosulfat titriert. Die Volumina der untersuchten Wasserproben waren 25 ccm. Die Genauigkeit der Resultate entsprachen etwa 0,05 ccm Sauerstoff pro Liter Wasser. Das ganze Verfahren ist von mir ausführlich früher beschrieben worden (TAMM 1925 a).

Eisenbestimmung in Grundwasserproben. Ausführung. 5 ccm des zu prüfenden Wassers wurden zuerst mit einem Tropfen Na_2S -Lösung (nach WINKLER) versetzt. Das Vorhandensein von Fe^{II} -Ionen zeigt sich dabei als eine schnelle Braunfärbung, deren Stärke dem Eisengehalt proportional ist. Die eigentliche Bestimmung wurde kolorimetrisch mit Rhodankalium gemacht, nach einer Methode, die in LUNGE-BERL (1921, S. 549—550) beschrieben ist. Die Analyse wurde in folgender Weise ausgeführt. Eine Reihe ganz gleichförmiger kleiner Glaszylinder wurde verwendet. In zwei von ihnen wurden 10 ccm des zu untersuchenden Wassers abpipettiert. Der eine Zylinder wurde mit einem einzigen Tropfen Ammoniak versetzt und darauf geschüttelt. Dabei oxydieren sich alle Ferroionen, es bildet sich Ferrihydroxyd, das in kolloider Lösung bleibt. Darauf werden die beiden Zylinder mit 0,5 ccm 20-prozentiger Rhodankaliumlösung und 0,25 ccm reiner, konzentrierter Salzsäure versetzt. In der Flasche, in der das Eisen oxydiert ist, entsteht dadurch eine Rotfärbung, die der ganzen im Wasser vorhandenen Eisenmenge proportional ist. In der anderen Flasche entsteht Rotfärbung nur, wenn das Wasser von Anfang an dreiwertiges Eisen enthielt, und zwar der Menge dieses Eisens entsprechend. Eine Reihe Zylinder waren vorher mit bestimmten Mengen Eisenslösung von genau bekanntem Gehalt versetzt und dann mit Rhodankalium gefärbt worden. Durch Vergleich kann der Gehalt an Eisen in den zu untersuchenden Wasserproben festgestellt werden. Wenn eine Wasserprobe mehr als 0,20 g FeO pro Liter enthält, muss sie vor der Bestimmung verdünnt werden. Ich verwendete 20 Vergleichszylinder mit Eisengehalten von 0,0001 bis 0,020 g FeO pro l. Die Genauigkeit der Methode ist 10—20%, was vollkommen genügend ist.

Die Wasserproben enthalten indessen sehr oft kleine Mengen mineralischen Schlamm, der sich sehr langsam absetzt und darum nicht entfernt werden kann. Dazu enthalten sie immer gelöste Humusstoffe. Die Einwirkung des Mineralschlammes und der Humusstoffe auf die Genauigkeit der Analysen musste deshalb untersucht werden.

Die Einwirkung des Mineralschlammes auf die Eisenbestimmung. Es war besonders in Moränenböden mit Eisenpodsol, wo die aufgesaugten Wasserproben reich an Schlamm waren, was wahrscheinlich mit dem geringen Gehalt an Elektrolyten in diesem Wasser (Tab. 7, S. 260) zusammenhängt. In Humuspodsolböden dagegen waren die aufgesaugten Proben arm an Schlamm. Eine besonders schlammreiche Probe wurde durch schnelles Aufsaugen von Grundwasser aus dem Eisenpodsolterrain auf dem Versuchsfeld Rokliden gesammelt. Der Schlamm ist nach Analyse (TAMM 1920, S. 248) sehr eisenreich, und dessen Eisen befindet sich sicher teils in zweiwertiger, teils in drei-

wertiger Form. Die kolorimetrische Bestimmung zeigte, dass das Wasser eisenfrei war. Erst nach einigen Stunden entstand eine schwache Rotfärbung in der mit Rhodankalium versetzten Wasserprobe, und zwar am Boden des Zylinders, wo der eisenreiche Schlamm sich angesammelt hatte. In ähnlicher Weise gab eine Reihe schlammreicher Proben zuerst keine Rotfärbung mit Rhodankalium, aber später wurde die Flüssigkeit am Boden des Zylinders schwach rot gefärbt. Dies zeigt, dass der Schlamm nicht störend auf die Bestimmung durch Abgeben von Eisenionen einwirkt, wenn nur die Analyse schnell ausgeführt wird.

In den tieferen Schichten der feuchten Böden kommt auch zuweilen Limonitschlamm vor, der sich in Salzsäure leicht löst. Dadurch könnte ein zu grosser Gehalt an dreiwertigem Eisen, aber nicht an zweiwertigem im Wasser entstehen. Im allgemeinen gibt es indessen kein oder sehr wenig dreiwertiges Eisen in den Grundwässern, die aus den feuchten Böden aufgesaugt worden sind. Nur wenn sehr hohe Gehalte an zweiwertigem Eisen vorhanden sind, findet sich auch etwas dreiwertiges, das sich wahrscheinlich durch Oxydation des gelösten, zweiwertigen Eisens gebildet hat. Es ist also sehr unwahrscheinlich, dass Limonitschlamm störend auf die Analyse einwirkt, wenigstens bleibt die Bestimmung des zweiwertigen Eisens dadurch ungestört.

Man könnte auch vermuten, dass in den feuchten Böden, wo zeitweise Sauerstoffmangel herrscht, auch etwas Sideritschlamm (FeCO_3) vorhanden sein kann. Dadurch könnten Ferroionen beim Versetzen der Probe mit Salzsäure entstehen. Das würde indessen nach der Oxydation des Eisens eintreffen und kann darum nicht auf die Bestimmung des zweiwertigen Eisens einwirken.

Der Mineralschlamm wirkt indessen etwas störend auf die Farbenvergleiche ein. Ich habe darum immer mit möglichst kleinen Schlammengen gearbeitet und nie eine sehr grosse Genauigkeit erstrebt. Grosse Farbunterschiede treten auch in Verbindung mit grossen Schlammengen sehr deutlich hervor.

Über die Einwirkung der Humusstoffe auf die kolorimetrische Eisenbestimmung. In den Fällen, wo keine Farbenreaktion mit Rhodankalium erhalten wurde, und wo also die Wasserprobe eisenfrei war, machte ich immer folgenden Versuch: 25 ccm von dem zu untersuchenden Grundwasser und einem gleich grossen Volumen destillierten Wassers wurden mit denselben Mengen einer bekannten Eisenlösung versetzt. Darauf machte ich kolorimetrische Eisenbestimmung an den beiden Proben. In keinem Falle gaben die beiden Proben verschiedene Farbenintensitäten. Das beweist, dass die im Grundwasser vorhandenen Humusstoffe keine Einwirkung auf die Farbenreaktion ausüben.

Der Gehalt an Humus ist indessen viel höher in den eisenreichen Wässern, und der oben erwähnte Schluss darf nicht auf solche übertragen werden. Auch die sehr humusreichen Wasserproben geben indessen eine intensiv weinrote Farbenreaktion mit Rhodankalium. Eine, allerdings sehr grobe, Kontrolle wurde übrigens dadurch erhalten, dass eine genaue Analyse zweier Wasserproben im Laboratorium ausgeführt wurde (Proben 2 und 3, Tab. 7, S. 260). Diese Proben waren sehr humusreich und enthielten 0,0062 bzw. 0,0483 g Eisen pro l (als FeO berechnet). Der Humusgehalt war sicher (nach der Farbe) maximal oder beinahe maximal. Unmittelbar nach der Entnahme die-

ser beiden Proben wurden zwei andere, kleinere Proben zwecks unmittelbarer kolorimetrischer Eisenbestimmung aufgesaugt. Das Resultat dieser Bestimmungen war 0,0050 bzw. 0,040 g Eisen pro l, als FeO berechnet. Nun kann man nicht sicher sein, dass diese Proben ganz dieselbe Zusammensetzung hatten wie die grossen Proben, die genau analysiert wurden. Es kommt nämlich bei Moränenböden vor, dass zwei Wasserproben, die unmittelbar nacheinander aufgesaugt werden, etwas verschiedene Gehalte an gelösten Stoffen haben können. Die Kontrolle ist darum keine absolute. Die kolorimetrische Bestimmung hat 15—20 % zu niedrige Werte gegeben. Es ist also möglich und wahrscheinlich, dass sehr grosse Humusmengen im Wasser in solcher Weise auf die kolorimetrische Bestimmung einwirken, dass der Eisengehalt etwas zu niedrig gefunden wird. Dabei spielt natürlich auch die Farbe der Humusstoffe eine Rolle. Jedenfalls erhält man indessen auch in diesem Falle durch die kolorimetrische Methode gute Näherungswerte, die die Grössenordnung des Eisengehalts angeben.

Schlüsse. Die kolorimetrische Methode zur Eisenbestimmung in Grundwasserproben ist eine sehr gute Schätzungsmethode, die in allen Fällen die Grössenordnung des Gesamtgehaltes an Eisen und besonders des Gehalts an zweiwertigem Eisen angibt. Das ist sehr wertvoll, denn die Analyse muss sogleich nach der Probeentnahme vorgenommen werden, wenn nicht das Eisen oxydiert werden soll. Bei der Feldarbeit ist es oft besser, mit groben Schnellmethoden als mit genauen, aber teuren Verfahren zu arbeiten. Es mag hier erwähnt werden, dass das Eisen sich so schnell oxydiert, dass das Wasser in eben hergestellten Gruben oft sehr wenig zweiwertiges Eisen enthält, während man im Boden rings um die Grube viel zweiwertiges Eisen im Grundwasser findet.

Bestimmung von p_H im Boden. Bei der Feldarbeit habe ich die p_H -Zahl in verschiedenen Profiltypen bestimmt, und zwar kolorimetrisch mittels der Methode von KÜHN. Ich habe mit einem von der Firma H. JURANI in Budapest gelieferten Apparat und nach dessen Gebrauchsanweisung gearbeitet. Die Bodenprobe wird mit dest. Wasser geschüttelt, mit $BaSO_4$ gemischt und mit Indikator versetzt. Die Indikatoren waren Bromkresolgrün (p_H 3,5—5), Methylrot (p_H 5—6) und Bromthymolblau (p_H 6—7). Die Methode gibt für nordschwedische Podsolböden ein mit denjenigen der Chinhydronmethode sehr übereinstimmendes Resultat, wenn nur grobe Werte angestrebt werden (s. Kap. 12).

B. Untersuchungen im Laboratorium.

Chemische Analyse von Bodenproben. Die Bodenproben wurden in der Luft getrocknet und durch ein Messingdrahtnetz von 2 mm Maschenweite gesiebt. Nur was hindurchging, wurde zur Analyse verwendet und wird im Folgenden als Feinmaterial bezeichnet. In den Analysen werden immer die Prozente auf das Feinmaterial bezogen, aber dabei wird auch der Prozentgehalt Feinmaterial der ganzen Probe mitgeteilt. — Der Gehalt an Humus wurde durch Verbrennungsanalyse nach einer von VESTERBERG angegebenen Methode (vgl. TAMM 1917) bestimmt. Der Humusgehalt wird dabei durch Multiplikation des Kohlensäuregehalts mit dem Faktor 0,471 erhalten. Dazu wurde der Glühverlust ermittelt und die Differenz zwischen jener und Humus als Wasser bezeichnet.

Bei den Bestimmungen von SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 wurde nach den Vorschriften HILLEBRANDS (1916) vorgegangen. Das Eisen ist nur als Totaleisen bestimmt und als Fe_2O_3 angegeben worden wegen der Schwierigkeit, das zweiwertige Eisen in Bodenproben genau zu bestimmen.

Die ausgefällten Mengen von Al_2O_3 , Fe_2O_3 und SiO_2 wurden mittels der Oxalatmethode bestimmt (TAMM 1922). 2—4 Gramm Boden wird eine Stunde¹ mit 100 ccm einer Lösung geschüttelt, die 0,2 Grammoleküle saures und 0,075 Grammoleküle neutrales Ammonoxalat enthält (pH 3,25). Nach Filtrierung wird der Filtrerrückstand noch einmal auf dieselbe Weise mit 100 ccm Lösung geschüttelt und die Flüssigkeit wieder filtriert. Die beiden Filtrate werden zusammengegossen, eingedampft, die Ammonsalze werden abgeraucht, der Rückstand wird mit etwas Soda aufgeschlossen, und darauf werden SiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 in üblicher Weise bestimmt. Es ist bemerkenswert, dass die ausgefällte Kieselsäure sich in der Oxalatlösung löst und zwar in derselben Menge wie in verdünnten Alkalien (TAMM 1922, S. 400).

Mehrere Extraktionen einer Bodenprobe mit Oxalatlösung bringen immer noch kleine Mengen Al, Fe und SiO_2 in Lösung. Die Bodenmineralien zeigen nämlich auch eine geringe Löslichkeit in der Lösung unter den angegebenen Bedingungen, was einen Fehler in der Analyse bedingt. In der Summe $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ dürfte bei normalen Moränenböden der Fehler 0,10—0,20 % des Gewichts des Bodens ausmachen. Für tonreichere Böden ist der Fehler grösser, und die Methode darf nur mit Vorsicht verwendet werden. Die Oxalatmethode ist ausser von Verf. von LUNDBLAD (1924) und WEIS (1929) verwendet worden. Diese Forscher haben ähnliche Resultate wie ich selbst damit erhalten. Eine erneute Prüfung der Methode wird demnächst veröffentlicht werden.

pH -Bestimmungen. Die pH -Werte der lufttrockenen Bodenproben wurden durch Frl. G. LAURENTZ mittels der Chinhydronmethode bestimmt, und gleichzeitig machte ich kolorimetrische Bestimmungen nach KÜHN (s. oben). Eine Vergleichung der Resultate zeigt gute Übereinstimmung.

Bestimmung der in Zitronensäure löslichen Phosphorsäure. Auf Vorschlag von Dr. phil. O. ARRHENIUS wurde die in 2-prozentiger Zitronensäure lösliche Phosphorsäure bestimmt, welche Bestimmung in seinem Laboratorium durch Ingenieur H. RIEHM ausgeführt wurde.

Chemische Analyse des Grundwassers. Der Verdampfungsrückstand des Wassers und dessen Gewichtsverlust bei schwacher Rotglut wurde bestimmt. Der Glührückstand wurde als anorganische Stoffe bezeichnet, die Differenz zwischen Verdampfungsrückstand und Glührückstand als organische Stoffe angegeben. Der Sauerstoffverbrauch wurde durch Oxydation in saurer Lösung bestimmt nach einer Methode, die von LUNGE-BERL (1921:II, S. 498) angegeben ist. SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 und CaO wurden mit denselben Methoden wie bei den Bodenanalysen bestimmt. MgO wurde mittels der Quecksilberoxydymethode ermittelt, und darauf die Alkalien in üblicher Weise als Chloride und Chloroplatinate bestimmt.

Berechnung der Verwitterungsergebnisse aus den Bodenanalysen. Die Moränen und Sande in nordschwedischen Urgebirgsgegenden haben eine sehr gleichförmige granitische Zusammensetzung (TAMM 1920, Kap. 2.). Dies gilt

¹ Später habe ich mit dem gleichen Erfolg nur eine halbe Stunde geschüttelt.

auch für die Gegenden von Kulbäcksliden und Rokliden. Man kann daher (vgl. Kap. 2) ruhig annehmen, dass die durch Bodenbildung veränderten Schichten einmal die Zusammensetzung des Untergrundes gehabt haben. Dabei gilt jedoch, dass immer gewisse Schwankungen in der Zusammensetzung des ursprünglichen Substrats vorkommen, die bei der Berechnung der ausgelaugten Stoffmengen kleine Abweichungen in positiver und negativer Richtung hervorrufen.

Das vorliegende Analysenmaterial ist zum grossen Teil aus Profilen in einer eng begrenzten Moränenfläche in Kulbäcksliden eingesammelt. Es war betreffs dieser Profile unnötig, in jedem Fall den Untergrund zu analysieren, weil er so äusserst gleichförmig zusammengesetzt ist (vgl. Kap. 12). Ich habe darum aus zwei Untergrundanalysen (Nr. 35, Profil 8, und Nr. 57, Profil 13, s. Kap. 12) ein Mittel gebildet, das ich im Folgenden bei den Berechnungen aller Profile in Kulbäcksliden verwende, wo der Untergrund nicht besonders analysiert wurde. Dieser Mittelwert wird im Folgenden die Zusammensetzung der Standardmoräne von Kulbäcksliden genannt und ist in Tab. 29: V, S. 336 angegeben.

Bei der Berechnung der Analysen (hierzu Tabelle 1, S. 183) wird zuerst die Zusammensetzung der Mineralkomponente dadurch ermittelt, dass die Procente des Humus, des Wassers und der anorganischen Kolloide von der Gesamtanalyse abgezogen werden. Darauf wird der Gehalt an Quarz im Rest in folgender Weise bestimmt: K_2O und Na_2O werden als Kali- bzw. Natronfeldspat berechnet. Der Gehalt an Gesamtphosphorsäure wird als Apatit berechnet. (In den Moränen in Kulbäcksliden ist der Gehalt an Gesamtphosphorsäure sehr gering und darum oftmals nicht bestimmt worden. Er ist in diesen Fällen bei den Mineralberechnungen vernachlässigt worden.) Die noch nicht in Anspruch genommenen Mengen von Al und Ca sowie Fe und Mg werden darauf als Orthosilikat berechnet, und dabei wird angenommen, dass zwei Drittel des Eisens in zweiwertiger Form, ein Drittel in dreiwertiger vorhanden sind, was sehr wahrscheinlich ist. Die Menge Kieselsäure, die bei der Berechnung den Silikaten zugeführt wird, wird von der totalen Menge abgezogen. Der Rest ist Quarz.

Die beschriebene Berechnungsmethode unterscheidet sich sehr wenig von derjenigen, die in meiner früheren Abhandlung (1920, S. 68) verwendet wird. Gegen die beiden Methoden kann man einwenden, dass sie nicht exakt die wirklichen Mengen verschiedener Silikate ermitteln lassen. Gewisse Basenmengen kommen nämlich als Metasilikate vor. Kleine Eisenmengen können als Magnetit und Titanomagnetit vorkommen. Indessen heben sich die Fehler, die aus diesen Gründen in den Quarzwerten entstehen, teilweise gegenseitig auf. Die wirklichen Fehler in den Quarzwerten sind darum klein und gehen in verschiedenen Analysen in derselben Richtung. Dadurch werden auch die Differenzen der Quarzwerte verschiedener Analysen ziemlich genau bestimmt. Eben die Differenzen zwischen den Quarzwerten der verwitterten und der unverwitterten Schichten sind bei der Berechnung der bei der Verwitterung ausgelaugten Stoffe ausschlaggebend. Für eine solche Berechnung braucht man einen Bestandteil der Mineralerde, der nicht an der allgemeinen Auflösung bei der Verwitterung teilgenommen hat. Als solcher Stoff eignet sich der Quarz besonders gut, und der Quarzwert ermöglicht durch eine sehr einfache Rechnung, die durch Tab. 1, S. 183 erläutert wird, die Ermittlung der bei der Verwitterung entführten Stoffmengen der A_2 -Horizonte.

Wenn die bei der Verwitterung entführte Menge eines Stoffes durch die ursprünglich vorhandenen Menge desselben Stoffes dividiert wird, erhält man die Prozentzahl des Stoffes, die bei der Verwitterung entführt ist. Diese Zahl wird Verwitterungsgrad (TAMM 1920, S. 282) genannt. Betreffs der Kieselsäure wird dabei immer der Verwitterungsgrad der in Silikaten gebundenen Kieselsäure angegeben, weil die Quarzkieselsäure unverändert bei der Verwitterung bleibt. Um eine Zahl zu haben, die schnell und scharf den Verwitterungszustand kennzeichnet, ist die Summe der bei der Verwitterung entführten Mengen $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO}$ gebildet und durch die Summe der ursprünglich vorhandenen Mengen derselben Stoffe dividiert worden (s. Tab. 1). Die so erhaltene Zahl nenne ich Verwitterungsindex. Der Verwitterungsindex ist eine Zahl, die viel schneller als eine Tabelle angibt, ob eine Schicht stark, schwach oder nicht verwittert ist.

KAP. 4. Die untersuchten Gegenden. Geologie, Klima.

Das Versuchsfeld Kulbäcksliden (13,75 Hektar) liegt im Versuchswald Kulbäcksliden in der Provinz Västerbotten auf $64^{\circ}11'$ nördlicher Breite und $1^{\circ}30'$ östlicher Länge von Stockholm. Die Gegend ist ein teilweise von Moränen und anderen quartären Ablagerungen bedecktes Gneisgebiet. Wie immer in dem nordskandinavischen Vereisungsgebiet sind die Gneise fast ganz unverwittert und bilden eine für Wasser beinahe undurchdringliche Gesteinsfläche unter den quartären Ablagerungen. Diese bestehen hauptsächlich aus Moränen und Torf, auch etwas Sand. (S. die Karte Fig. 7, S. 185. Die topographischen Verhältnisse werden durch die Karte Fig. 36, S. 232 erläutert). Die Moränen sind ganz normal und nicht besonders reich an Geschiebe (mechanische Analysen s. Tabelle 2, S. 186). Sie sind dünn im östlichen Teil des Feldes, mächtig im westlichen Teil. Das Versuchsfeld wird von der höchsten Uferlinie des spätglazialen Meeres (B. G.) in einer Höhe von 257 m über Meeresniveau durchquert. Es liegt am Rande eines grossen Plateaumors, des Degerö Stormyr (vgl. MALMSTRÖM, 1923). Dieses Moor grenzt eben hier an die Torfbildungen eines teilweise versumpften Moränenabhangs.

Das Klima ist durch eine mittlere Jahrestemperatur von $+0,7^{\circ}\text{C}$ mit Monatsmitteln für bzw. Januar, April, Juli und Oktober $-10,5^{\circ}$, $-1,3^{\circ}$, $+14,2^{\circ}$ und $-0,7^{\circ}\text{C}$ gekennzeichnet. Der mittlere Niederschlag pro Jahr ist 497 mm mit Monatsmaximum im August 69,2 mm. Detaillierte Angaben über das Klima finden sich bei MALMSTRÖM, 1931, S. 132.

Das Versuchsfeld Rokliden (8,64 Hektar) liegt im Piteå-Revier im Län Norrbotten 26 km westlich von der Stadt Piteå auf $65^{\circ}19'$ nördlicher Breite und $2^{\circ}52'$ östlicher Länge von Stockholm. Die Gegend ist ein Granitgneisgebiet, mehrorts mit eingemischten Pegmatiten. Die festen Gesteine sind fast unverwittert und bilden eine für Wasser fast undurchdringliche Fläche unter den Bodenarten. Die quartären Ablagerungen, die ganz die festen Gesteine decken, bestehen aus Moränen, Sand und Torf. Die Uferlinie des spätglazialen Meeres (B. G.) dürfte wahrscheinlich unmittelbar südlich vom Versuchsfeld bei etwa 252 m über dem Meeresniveau verlaufen. Die Moränen des Feldes sind zum Teil ganz normal (mechanische Zusammensetzung s. Tabelle 3, S. 189). Zum Teil sind sie etwas von Wasser gespült und darum

etwas sandiger als normal. Die Sandablagerungen füllen kleine Depressionen in den Moränen aus. Die geologischen Verhältnisse werden durch Fig. 8, S. 188, die topographischen durch Fig. 38, S. 240 veranschaulicht.

Die Umgebungen des Versuchsfeldes haben ungefähr dieselbe geologische Struktur wie das Feld. Dieses liegt auf einem weitgestreckten Moränenabhang. Tiefer unten, ein paar hundert Meter vom Versuchsfeld ab, wird die Moräne durch Kies ersetzt, und noch tiefer fangen die Sedimente des kleinen Flusses Rokån an.

Das Klima ist durch einen mittleren Niederschlag von 531 mm pro Jahr mit Monatsmaximum 80 mm im August gekennzeichnet. Die Temperaturverhältnisse sind leider nicht untersucht worden. Piteå, das am Meeresufer liegt, hat eine mittlere Jahrestemperatur von $1,9^{\circ}$ mit Monatsmitteln für bzw. Jan., April, Juli und Okt. $-9,6^{\circ}$, $+0,4^{\circ}$, $+16,2^{\circ}$ und $+2,1^{\circ}$ C. Rokliden hat sicher ein etwas kühleres Klima. Detaillierte Angaben über das Klima der Gegend finden sich bei MALMSTRÖM 1931, S. 141.

KAP. 5. Die Bodentypen der untersuchten Gegenden und ihre Beziehungen zum Grundwasserniveau.

Die Grundwasserniveaus an verschiedenen Lokalitäten während verschiedener Jahre und Jahreszeiten werden durch wöchentliche Grundwasserstandsmessungen (s. HESSELMAN, S. 104–116 bei MALMSTRÖM, 1931) erläutert. Zwar ist die Anzahl der Brunnen zur Messung des Grundwasserstands (s. Fig. 36, S. 232 und 38, S. 240) zu gering, um die Grundwasserverhältnisse eines Bodentypus genau festzustellen, aber sie geben eine gute Vorstellung davon, die mit den Resultaten der allgemeinen Profilbeobachtung übereinstimmt. Fig. 9, 11, 12 und 13, 15, 16 (S. 192–195) zeigen Monatsmittel der Grundwasserniveaus in cm unter der Oberfläche der Mineralerde, aus dem Material HESSELMANS berechnet. Ich habe mich auf die warme Jahreszeit beschränkt, weil sonst die Böden mehr oder weniger gefroren sind. Im folgenden werden Fig. 9–16 für die Diskussion der Grundwasserverhältnisse verschiedener Bodentypen verwendet.

Eisenpodsol.

Allgemeine Eigenschaften. Die Eisenpodsole der Versuchsfelder gehören dem normalen Typus (Fig. 2, S. 171) an, mit einer Rohhumusdecke, die im allgemeinen dünner als 10 cm ist. Die Bleicherde (A_2) ist grauweiss, mit scharfen Grenzen. Sie ist ziemlich unregelmässig ausgebildet, aber durchschnittlich 10,8–13,0 cm dick (s. Tab. 4, S. 191). Der B-Horizont ist 10–20 cm mächtig, rostrot bis rostgelb, zuweilen rostbraungelb und ziemlich unregelmässig, ohne scharfe Grenze gegen den C-Horizont. Zuweilen findet sich in grösserer Tiefe ein Gleihorizont, ziemlich schwach ausgebildet, oder eher zerstreute Gleiausscheidungen. Es kann Ortstein vorkommen oder (wie gewöhnlich) fehlen. Dieser gehört dem Typus an, der (TAMM 1920, S. 292) autochthon genannt worden ist, d. h. er ist ein Resultat des sinkenden Niederschlagswassers und steht nicht in Zusammenhang mit irgend welcher seitlichen Wasserzufuhr. Er ist ein rostroter oder rostbrauner Eisenortstein. Auf Kul-

bäcksliden ist er ganz deutlich an Sande gebunden, die mit Fichtenwald von *Vaccinium*-Typus (MALMSTRÖM, 1931, S. 133) bewachsen sind. Auf Rokliden scheint der Ortstein vorzugsweise auf sandigen Moränen, die mit *Vaccinium*-Fichtenwald bewachsen sind, vorzukommen. Meine frühere Auffassung (TAMM 1920, S. 295), dass der Ortstein in Nordschweden im allgemeinen unschädlich für den Wald ist und sogar nützlich wegen seiner Einwirkung auf die Wasserführung des Bodens wirken kann, hat sich bewährt, denn der *Vaccinium*-Typus ist eher gutwüchsiger auf den Ortsteinsböden in Kulbäcksliden als sonst.

Grundwasserverhältnisse. Eisenpodsol bildet sich an Lokalitäten, wo die Vegetation in ihrer Zusammensetzung nicht deutlich vom Grundwasser beeinflusst wird. Aus den Messungen geht hervor, dass das Grundwasserniveau im Eisenpodsol durchschnittlich wenigstens 72 cm im Juli und 66 cm während Juni—Oktober unter der Oberfläche der Mineralerde liegen muss (vgl. Brunnen III, Fig. 13—16, S. 194—195).

Chemische Eigenschaften. Ich habe früher (1920) eine eingehende chemische Charakteristik des Eisenpodsols gegeben. Hier wird jedoch kurz eine erneute Behandlung des Themas vorgelegt, teils um Vergleichung mit anderen Bodentypen zu ermöglichen, teils weil die Oxalatmethode jetzt hinzugekommen ist (vgl. Profil 1—3, Kap. 12). Aus den Analysen kann man schliessen, dass die Humusdecke eine kräftige Verwitterung im A_2 -Horizont hervorruft. Dadurch ist der Verwitterungsindex (s. S. 364) auf etwa 60 gebracht. Die Verwitterungsgrade s. Tab. 13, 16 und 19, S. 326, 328 und 330. Die Phosphorsäure ist fast vollständig ausgelaugt.

Die Kolloidwanderung im Eisenpodsol wird am besten ausser durch die Analysentabellen 11, 14 und 17 (S. 325, 327, 329) durch Fig. 17, 18 (S. 198) erläutert. Wenn die gefundenen Mengen kolloider Stoffe von der Totalanalyse des B-Horizontes abgezogen werden, ergibt sich ein Rest, der fast genau so wie der C-Horizont zusammengesetzt ist.

Eisenhumuspodsol.

Allgemeine Eigenschaften. Als Eisenhumuspodsol wird ein Bodenprofil bezeichnet, das folgende Eigenschaften besitzt (s. Fig. 19, S. 199). Die Humusdecke (A_1) ist 5—30 cm mächtig, gewöhnlich 10—15, und besteht aus feuchtem Rohhumus oder Torf, zwischen welchen beiden Humusformen keine scharfe Grenze besteht. Der A_2 -Horizont ist eine grauweisse, scharf ausgeprägte Bleicherde, mit derjenigen des Eisenpodsols übereinstimmend, aber durchschnittlich etwas mächtiger (s. Tab. 4, S. 191). Der B-Horizont zerfällt in eine obere, braunschwarze Zone (B_1) von 3—4 cm Mächtigkeit, oft mit einer eigenartigen krümelähnlichen Struktur. Die untere (B_2) ist der Orterde des Eisenpodsols ähnlich, hat also rostrote, rostgelbe oder rostbraungelbe Farbe und geht unscharf in den C-Horizont über. Etwas unter B_2 findet sich immer ein Gleihorizont (G). Selten ist B_2 als autochthoner Ortstein ausgebildet. In Abhängen, wo das Bodenwasser immer etwas seitlich beweglich ist, ist der B-Horizont im allgemeinen nicht so regelmässig, sondern löst sich in dunkle und licht gefärbte Flecken und Streifen auf. Zwischen Eisenpodsol und Eisenhumuspodsol finden sich alle Übergänge.

Grundwasserverhältnisse. Der Grundwasserstand ist durchschnittlich etwas höher als im Eisenpodsol, was auch aus dem ziemlich hoch liegenden

Gleihorizont hervorgeht. Der durchschnittliche Grundwasserstand im Juli schwankt zwischen 43 und 83 cm, in der Periode Juni—Oktober zwischen 37 und 70 cm, alles in cm unter der Oberfläche der Mineralerde (s. Fig. 9—16, S. 192—195).

Chemische Eigenschaften. Die Humusdecke des Eisenhumuspodsoles ist durchschnittlich dicker als diejenige des Eisenpodsoles, und die Bodenvegetation ist üppiger und feuchter. Dadurch wird eine intensivere Verwitterung bewirkt, die einen mächtigeren A_2 -Horizont verursacht. Die Analysen (Profil 4, 5, Kap. 12 und Fig. 20, S. 201) beleuchten die chemischen Eigenschaften des Eisenhumuspodsoles. Der Humusgehalt in B kann 22 % erreichen und löst sich ganz in Ammoniak auf. Das Eisen wird sowohl in B_1 wie in B_2 angereichert, während Aluminium teilweise etwas tiefer ausgefällt wird. Ziemlich viel Kieselsäure (im Vergleich mit den anderen Bodentypen) wird vom B-Horizont festgehalten. Der Gleihorizont ist durch Eisenanreicherung gekennzeichnet.

Humuspodsol.

Allgemeine Eigenschaften. Ein Profil wird Humuspodsol genannt, wenn die Farbe des B-Horizontes dunkelgefärbt von ausgefallten Humusstoffen ist. Es kann auch Eisen darin ausgefällt sein, aber seine Farbe tritt nicht neben derjenigen der Humusstoffe hervor. In gewissen Grenzfällen kann der B-Horizont ganz ausbleiben, s. weiter unten. Alle Übergänge zwischen Eisenhumuspodsol und Humuspodsol kommen vor. Die Humuspodsole lassen sich in vier Varianten sondern:

1. **Humuspodsol mit starker Anreicherung im B-Horizont ohne Ortstein** (Fig. 3, 21, S. 171, 202). Die Humusdecke A_1 , die höchstens 30 cm dick zu sein pflegt, ist Torf oder feuchter, torfartiger Rohhumus. A_2 ist grau bis schmutzig dunkelgrau, durchschnittlich 15—17 cm (Tab. 4, S. 191) und ziemlich stark mit Humusstoffen imprägniert. B ist dunkel, schwarzbraun und hat oft eine eigenartige, krümelähnliche Struktur. Die Mächtigkeit ist im allgemeinen grösser als 20 cm. Unter B trifft man zuweilen eine fleckige, rostgefärbte Schicht an, die wahrscheinlich ein Gleihorizont ist. Offenbar kann indessen darin Eisen auch von oben her angereichert sein, man kann das nicht entscheiden. Das Grundwasser steht ziemlich hoch, vgl. Brunnen o, s. Fig. 9, 11, 12 (S. 192—193), höher als in Eisenhumuspodsol.

2. **Humuspodsol mit Ortstein.** Dieser Typus (Fig. 22, S. 204) hat auch eine Humusdecke aus Torf oder feuchtem Rohhumus. Im allgemeinen erreicht die Humusdecke (A_1) nicht mehr als 30 cm, in einzelnen Fällen aber sogar 50—60 cm. Der A_2 -Horizont, dessen Farbe von lichtgrau bis schmutzig dunkelgrau wechselt, ist immer ausgeprägt und durchschnittlich sehr mächtig (17—20 cm, s. Tab. 4, S. 191). Der B-Horizont ist als ein harter, schwarzbrauner Humusortstein, mehrmals mit scheibenartiger Struktur, ausgebildet. Die Mächtigkeit des Ortsteins ist sehr wechselnd, von 20 bis 100 cm oder mehr. Unter dem Ortstein kommt oft eine mehr oder weniger rostgefärbte, fleckige Schicht, die entweder ein Gleihorizont ist oder von oben her an Eisen angereichert worden ist.

Die Humuspodsole mit Ortstein finden sich regelmässig, wo Torfböden an Moränen- oder Sandböden grenzen, wenn die Neigung der Bodenoberfläche eine Wasserströmung vom Torfboden nach dem Moränen- oder Sandboden

ermöglicht. Die Neigung muss also vom versumpften nach dem unversumpften Boden gehen. Dies wird durch Fig. 24 und 25, S. 206—207 veranschaulicht. Der Grundwasserstand ist ohne Zweifel höher als im Eisenpodsol und stimmt in vielen Fällen mit demjenigen des Eisenhumuspodsols überein. Er ist niedriger als in den übrigen Humuspodsoltypen. Der Brunnen XIII, Kulbäcksliden (Fig. 36, S. 232 und Fig. 13—16, S. 194—195) ist ein Beispiel, wie auch der Brunnen XIV, Rokliden, der dicht neben einem Gebiet von Humuspodsol mit Ortstein liegt (Fig. 38, S. 240 und Fig. 9—12, S. 192—193). Auch durch Fig. 24, 26, S. 206—207 werden die Grundwasserhältnisse beleuchtet. Die Bildung von Humuspodsol mit Ortstein fordert offenbar eine seitliche Wasserzufuhr und zugleich einen relativ tiefen Grundwasserstand, wodurch die zugeführten Wassermengen ins Tiefe hineinsickern können. Der Ortstein gehört dem Typus an, der früher (TAMM 1920, S. 292) allochthon genannt wurde. Unter die allochthonen Ortsteine wurden dabei indessen auch gewisse Gleit-Ortsteine einbegriffen. Die allochthonen Ortsteine sind immer streng topographisch bedingt, erreichen aber lokal viel grössere Mächtigkeit als die autochthonen.

3. Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. Der A_1 -Horizont (die Humusdecke) < 30 cm. (S. Fig. 23, S. 204). Die Humusdecke besteht aus einem lockeren, feuchten Rohhumus oder einem stark vermoderten Torf. A_2 ist schmutzig dunkelgrau und sehr reich an Humus, der sich in Ammoniak löst. Der A_2 -Horizont ist mächtig (durchschnittlich 16—17 cm, s. Tab. 4, S. 191) und geht ohne scharfe Grenze in den schwach ausgebildeten B-Horizont über. Dieser ist ziemlich dünn, z. B. 10—15 cm, oft fleckig, unscharf begrenzt. Die Farbe ist schmutzig graubraun und unterscheidet sich nur wenig von derjenigen des A_2 -Horizontes. Zuweilen kann man nicht A_2 und B unterscheiden, sondern sie bilden zusammen einen graubraunen, mächtigen Horizont zwischen der Humusdecke und C, der aus graublauer Mineralerde besteht. Sehr oft, aber nicht immer gibt es einen Gleichhorizont, der ganz deutlich vom B-Horizont geschieden ist, und rostrote Eisenoxidausscheidungen enthält. In Abhängen mit durchlässigen Sand- und Kiesablagerungen findet sich eine Variante von Humuspodsol, die sich dem braunen Waldboden (vgl. TAMM 1930) nähert. Die Humusdecke ist fast mullartig, der A_2 -Horizont ist wenig ausgeprägt und unterscheidet sich nur durch etwas lichtere Farbe von dem B-Horizont, der kakao-braun ist.

Der Grundwasserstand im Humuspodsol mit schwacher Anreicherung ist sehr hoch. Die Brunnen Vb und XIb (Kulbäcksliden), VIII und XVa (Rokliden), s. Fig. 36 und 38 (S. 232, 240) sowie Fig. 9—16 (S. 192—195) und auch Fig. 24—26 (S. 206—207), veranschaulichen dies. Das Grundwasser steht höher als in irgendeinem anderen von den oben beschriebenen Bodentypen. Nur während ziemlich kurzer Perioden steht es so tief, dass ein Durchsickern bis in das Niveau des B-Horizontes vor sich gehen kann, was die schwache Ausbildung dieses Horizontes erklärt. Diese Angaben gelten nicht für den Übergangstypus zum braunen Waldboden.

Humuspodsol mit schwacher Anreicherung in B und gleichzeitig mit dünnem A_1 -Horizont kommt teils in feuchten, mit Wald bewachsenen Abhängen vor, teils in Randzonen von Torfböden, wo die Neigung vom unversumpften Boden nach dem Torfboden geht. Hier geht ein Wassertransport vom Mineralboden

aus nach dem Torfboden hin vor sich. Durch die bodenbildenden Prozesse wird die oberste Schicht der Mineralerde, A_2 , allmählich mit Humusstoffen imprägniert und gedichtet. Dadurch, sowie durch die Bildung und den Mächtigkeitszuwachs der Humusdecke, werden die Abflussmöglichkeiten des von oben strömenden Wassers allmählich erschwert, was wahrscheinlich zu einer Hebung des durchschnittlichen Grundwasserniveaus, d. h. zu einer Ausbreitung der Versumpfung und einem seitlichen Zuwachs des Torfbodens beigetragen hat. Diese Versumpfungsprozesse sind von MALMSTRÖM (1931, S. 152) Randversumpfung oder Randeddämmungsversumpfung genannt worden. In hydrologischer Hinsicht ist dieser sehr häufige Fall der gerade Gegensatz zu dem oben beschriebenen Fall, der durch Humuspodsol mit Ortstein gekennzeichnet ist.

4. **Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. Der A_1 -Horizont >30 cm.** (S. Fig. 27, S. 210). Dieser Bodentypus ist durch seine dicke, meistens undurchlässige Humusdecke gekennzeichnet. Unter dieser findet sich ein 35—50 cm dicker, schmutzig graubrauner Horizont, der in vielen Fällen sich in eine obere Schicht A_2 und eine untere B gliedern lässt. Es besteht kein grosser Unterschied zwischen A_2 und B, sehr oft können sie nicht mit dem Auge unterschieden werden. C ist graublaue Mineralerde. Zuweilen kommt ein Gleichhorizont vor, der rostrote Eisenausscheidungen enthält, und der leicht vom B-Horizont unterschieden wird.

Humuspodsol Nr. 4 ist unter den Torfböden sehr allgemein. Man muss annehmen, dass der Torf erst allmählich seine jetzige Mächtigkeit erreicht hat, wodurch er undurchlässig für Wasser, besonders in seinen unteren, stark vermoderten Schichten (Dytorf), geworden ist. Podsolierung kann nicht unter undurchlässigem Torf vor sich gehen, sie ist darum beendet; das jetzige Profil ist ein »subfossiler« Podsol, der während einer früheren Epoche, bevor der Torf mächtig und undurchlässig war, sich ausbildete. Dadurch erklärt sich, dass die Podsolierung unter mächtigen Torfschichten gar nicht zunimmt; eher wird das schon gebildete Profil wieder verwischt, die Grenzen zwischen A_2 und B werden ausgelöscht.

Weil Humuspodsole mit mächtigen, undurchlässigen Torfdecken als subfossile Podsole aufgefasst werden müssen, sind die gemessenen Grundwasserstände nicht für die jetzige Bodenbildung bezeichnend. Dies gilt um so mehr, als man mit zwei verschiedenen Grundwässern rechnen muss, einem oben im Torfe und einem anderen unten in der Mineralerde. Ganz dieselben Verhältnisse finden sich im graublauen Sumpfboden mit mächtigem Torf vor. Die Diskussion der Grundwasserverhältnisse wird darum unter diesem Bodentypus gegeben.

Die chemischen Eigenschaften der Humuspodsole. Die chemischen Eigenschaften werden durch Profil 6—12, Kap. 12 (S. 332—339) und durch Fig. 28—30 (S. 212—213) beleuchtet. Der A_1 -Horizont produziert sehr viel Humusstoffe, die, wenn der Torf nicht undurchlässig ist, nach unten wandern. Schon der A_2 -Horizont ist darum im allgemeinen humusreich. Sonst ist er demjenigen des Eisenpodsols sehr ähnlich. Dieselben Verwitterungsprozesse wie im Eisenpodsol spielen sich ab. Phosphorsäure ist fast ganz ausgelaugt, auch Eisen, Magnesium und Kalzium sind stark, Kalium, Natrium, Aluminium prozentisch weniger ausgelaugt. Die Verwitterung muss etwas intensiver als in den Eisenpodsolen sein, was durch die grössere Mächtigkeit des

A₂-Horizontes erwiesen wird. Die ausgeführten Analysen ergeben freilich nicht besonders hohe Verwitterungsindizes (42—59). Die Proben sind indessen gar nicht ausgewählt, um die Intensität der Verwitterung zu zeigen; mehrere sind z. B. aus subfossilen Humuspodsolon unter Torf entnommen.

Die Kolloidwanderung wird besonders durch Fig. 28—30 klargelegt (S. 212—213). Die Humusstoffe überwiegen bei der Ausfällung, aber auch ziemlich viel Al wird vom B-Horizont festgehalten. In Humuspodsol mit starker Anreicherung gibt es oft auch bedeutende Mengen ausgefällten Eisens. Bei schwacher Anreicherung fehlt oft das Eisen, was offenbar mit Sauerstoffmangel und Reduktion in Zusammenhang steht. Die Analysen stehen mit denjenigen von FROSTERUS (1914b) aus Finnland in guter Übereinstimmung.

Der Unterschied zwischen verschiedenen Humuspodsolvarianten besteht hauptsächlich in Gradunterschieden in der Kolloidanreicherung. Diese Unterschiede sowie das Vorkommen oder Fehlen von ausgefälltem Eisen im B-Horizont scheint eng mit dem durchschnittlichen Grundwasserstand zusammenzuhängen. Das häufige Vorkommen von Gleichhorizonten mit Eisenoxydausscheidungen, auch in Fällen, wo kein Eisen im B-Horizont ausgefällt ist, zeigt, dass das Eisen im Gleichhorizont viel stabiler gegen Reduktion und Wiederauflösung ist als dasjenige des B-Horizontes, was wahrscheinlich mit dem sehr geringen Gehalt an Humusstoffen im G-Horizont zusammenhängt. Die Zusammensetzung der G-Horizonte wird unter dem graublauen Sumpfboden näher beschrieben, weil die Gleibildung in diesem Bodentypus ungestört von Podsolierungsprozessen vor sich geht.

Der graublaue Sumpfboden.

Allgemeine Eigenschaften. Dieser Bodentypus (Fig. 4, 31, 32, S. 172, 216) ist dadurch gekennzeichnet, dass unter der Humusdecke (A), die ein Torf oder torfartiger Rohhumus ist, graublaue Mineralerde (C) kommt. An der Grenze zwischen A und C gibt es jedoch eine Übergangszone, C₁, die etwas humos ist, deren Humusgehalt aber nach unten sehr schnell abnimmt (vgl. S. 373). C₁ ist 5—15 cm mächtig. Wenn sie mächtiger ist, liegt ein Übergang zum Humuspodsol vor. Sehr oft findet man im Torf, gerade an der Grenze nach C₁ ein Lager von Geschiebe (vgl. S. 386). Zuweilen gibt es im Untergrund einen oftmals gut entwickelten Gleichhorizont. Der graublaue Sumpfboden findet sich in Moorterrains sowie in feuchten und versumpften Waldterrains. Er bildet grössere oder kleinere Flecken in den Gebieten des Humuspodsols.

Grundwasserverhältnisse. Man kann drei Hauptfälle unterscheiden:

1. Das Grundwasser in der Humusdecke und der Mineralerde bildet ein gemeinsames System. In einer Torfschicht, die locker und durchlässig für Wasser ist, kann ein Grundwasser sich bewegen und in hydrostatischer Verbindung mit dem Grundwasser der Mineralerde stehen. Das ist meistens der Fall, wo die Humusdecke dünn (<30 cm) ist und gleichzeitig das Grundwasser bis zu ihr emporsteigt. Wo das Grundwasser stets die Humusdecke erreicht, sind die Bildungsbedingungen für den graublauen Sumpfboden (FROSTERUS' echter Grundwasserboden, S. 357) erfüllt. Wegen des immer hohen Grundwasserstandes entsteht Sauerstoffmangel und Reduktion, wodurch kein Eisen als Gleichhorizont ausgeschieden werden kann (s. auch FROSTERUS,

1914b). Wenn indessen ein G-Horizont in einem solchen Boden sich findet, ist das ein Zeichen dafür, dass das Grundwasserniveau dennoch zeitweise etwas unter die Oberfläche der Mineralerde sinkt, wodurch Sauerstoff in den Boden eindringt (vgl. ROMELL, 1922, S. 353). Der Bodenbildungsprozess nähert sich dabei demjenigen des Humuspodsoles.

Beispiele von grau-blauem Sumpfboden mit dünner Humusdecke sind die Profile 15, 21, 24, (s. Kap. 12). Keiner von den Grundwasserbrunnen findet sich in diesem Bodentypus.

2. Das Grundwasser im Torf und das in der Mineralerde bilden zwei getrennte Systeme. Das Grundwasser in der Mineralerde sinkt, wenigstens zeitweise, etwas unter die Torfschicht. Zunächst sei ein Beispiel beschrieben. Der zentrale Teil des Versuchsfelds Kulbäcksliden (s. Fig. 36, S. 232 und die Profile 13, 17, 18, 23, s. Kap. 12) ist von 45—100 cm dickem Torf bedeckt. Diese Torfdecke ist, wenigstens in den unteren Teilen, ganz dicht und undurchlässig für Wasser. Dies wird unter anderem dadurch bewiesen, dass es unmöglich ist, aus dem Torfe, sowie aus der Mineralerde unter dem Torfe, Wasser mit der Hg-Pumpe hinaufzusaugen. Sobald man mittels eines Bohrlochs durch den Torf dafür gesorgt hat, dass Luft in die Mineralerde eindringen kann, gelingt das Emporsaugen von Wasser aus dieser.

In den oberen, etwas durchlässigen Schichten des Torfes findet sich, wenigstens nach Regen oder Schneeschmelze, ein Grundwasser, das auf den unteren, dichten Torflagern ruht. Wenn man durch die Torfdecke hindurchgräbt, scheint die Moräne unter dem Torfe, obgleich feucht, doch nicht mit Wasser gesättigt zu sein. Dreissig bis vierzig cm unter dem Torfe findet sich ein prachtvoller Gleichhorizont mit Eisenausscheidungen. Hier oder noch tiefer scheint die Moräne mit Wasser gesättigt zu sein. Es gibt offenbar ein Grundwasserniveau in der Mineralerde ein Stück unter dem Torfe, und sauerstoffhaltige Luft findet sich zwischen dem Grundwasser und dem Torfe. Auf meine Veranlassung untersuchte im Jahre 1921 Dr. L. G. ROMELL die Zusammensetzung der Bodenluft unter der Torfdecke an zwei Punkten (ROMELL, 1922, S. 217—218). Es gelang ihm, in völlig befriedigender Weise das Vorkommen von sauerstoffreicher Luft unter dem Torfe nachzuweisen. Durch Diffusion dieser Luft erklärt sich auch das Vorkommen von gelöstem Sauerstoff im Grundwasser der Mineralerde (vgl. TAMM, 1925, S. 41).

Die Entstehung der beschriebenen hydrologischen Verhältnisse kann in folgender Weise erklärt werden. Die Torfbildung fing zuerst in einer kleinen, sehr flachen Mulde im Moränenboden an. Anfangs erreichte dort das Grundwasser stets die Oberfläche der Mineralerde, so dass keine Podsolierung entstehen konnte. Als dann der Torf mächtig wurde, konnte das Niederschlagswasser nicht mehr in die Mineralerde eindringen, sondern verdunstete oder floss oberflächlich ab. Die Grundwasserzufuhr von der Seite her ist sehr schwach in den Moränen, dagegen ist eine allgemeine Drainage nach unten vorhanden (hierüber s. näher Kap. 7, S. 380). Infolgedessen sinkt das Grundwasserniveau in der Mineralerde unter dem Torfe, sobald die direkte Zufuhr von Niederschlagswasser durch den Torf abgesperrt worden ist. Dabei sollte eigentlich ein Vakuum unter dem Torfe entstehen. Es finden sich indessen hier und da, besonders in den Randzonen des Torfbodens, Kapillare, durch welche Luft eingesaugt werden kann, während dem Einsaugen von Wasser

ein sehr grosser Widerstand begegnet. Es entsteht also eine teilweise mit Luft gefüllte Mineralerdeschicht unter dem Torfe.

Es ist also klar, dass in Torfböden das Grundwasser der Mineralerde etwas unterhalb des Torfes stehen kann, während gleichzeitig die oberen Torfschichten mit Wasser gesättigt oder sogar bedeckt sein können. Dies dürfte gar kein seltener Fall sein. An dem Vorkommen von gut ausgeprägten Gleihorizonten mit Eisenoxydausscheidungen unter mächtigem Torfe können solche hydrologischen Verhältnisse erkannt werden. Solche Torfböden mit Gleihorizonten kommen an verschiedenen Lokalitäten des Versuchsfelds Kulbäcksliden und in dessen Umgebungen vor. Auch auf Rokliden sind sie angetroffen. Ganz ähnliche Verhältnisse können auch in Humuspodsolon mit schwacher Anreicherung im B-Horizont und mächtigem Torfe vorkommen. Sie kennzeichnen also gewisse Torfböden auf Moränenunterlage. Die Grundwasserbrunnen geben natürlich keine sichere Auskunft über das Grundwasserniveau der Mineralerde.

3. Das Grundwasser im Torfe und das in der Mineralerde bilden zwei getrennte Systeme. Das Grundwasser in der Mineralerde erreicht die Torfschicht und steht, wenigstens zeitweise, unter Druck (artesisches Grundwasser). HESSELMAN (1909, S. 36) hat einen Fall beschrieben, wo das Grundwasser unter dem kleinen Moor rings um den Brunnen XVI (s. Fig. 38, 39, S. 240—241) auf dem Versuchsfeld Rokliden artesisch ist. Ich habe später die Lokalität näher untersucht.

Eine 40—60 cm mächtige Torfschicht, sehr kompakt und dicht gelagert ruht auf Sand. Das Profil ist Humuspodsol (auf einem sehr kleinen Fleck graublauer Sumpfboden). Der Brunnen XVI besteht aus einem eisernen Rohr, das in den Sand hineingesteckt ist. Der Wasserstand im Rohr misst darum den hydrostatischen Druck im Sande. Der Wassermeniskus stellt sich nie tiefer als die Oberfläche des Sandes ein, nicht selten aber über die Oberfläche des Torfes. Während der Periode 1906—1914 waren die jährlichen Mindesthöhen des Wassermeniskus im Rohre 32, 55, 34, 26, 24, 48, 17, 41 und 32 cm über der Oberfläche des Sandes. Wenn der Torf nicht undurchlässig wäre, würde das Wasser den Torf durchdringen und zeitweise sich einen oberflächlichen Abfluss verschaffen. Nach Regen oder Schneeschmelze findet sich zeitweise ein oberflächliches Grundwasser auf dem Torfe, ohne Verbindung mit dem Sand. Der Torfboden kann dabei ganz wasserbedeckt sein.

Weil das Grundwasser im Sande stets den Torf erreicht, kann nie Luft unter den Torf eingesaugt werden. Oxydation ist dadurch ausgeschlossen, und es kommt auch gar keine Spur von Gleiausscheidungen vor. Keine Bedingungen für Podsolierung liegen vor; der vorhandene Humuspodsol ist subfossil. Er zeigt, dass früher, bevor der Torf mächtig wurde, der Grundwasserstand viel niedriger gewesen sein muss, wodurch eine Podsolierung ermöglicht wurde.

Die Entwicklung der Grundwasserverhältnisse muss in folgender Weise vor sich gegangen sein. Der durchlässige Sand empfängt stets viel Grundwasser in seinen unteren Schichten aus höheren Umgebungen. Durch die fortschreitenden Prozesse der Torf- und Humuspodsolbildung sind die oberen Schichten des Mineralbodens in der Zone, wo ein grosser Teil des zugeführten Grundwassers einen Ablauf fand, allmählich dichter geworden und

dazu von einer ziemlich mächtigen Torfschicht bedeckt. Durch alles das ist die Abfuhr des Wassers allmählich wesentlich erschwert worden, während gleichzeitig die Grundwasserzufuhr der tieferen Schichten des durchlässigen Sandes ungeschwächt geblieben ist. Das Grundwasserniveau ist gestiegen, und es entsteht sogar ein hydrostatischer Druck; das Grundwasser unter dem dichten Torfe wird somit artesisch.

Torfböden mit artesischem Grundwasser in der Mineralerde kommen sicher allgemein vor, sind aber besonders beobachtet, wo die Torflager auf durchlässigem Sande ruhen. In sehr vielen Torfböden reicht das Grundwasser der Mineralerde stets bis zum Torfe hinauf, was an dem Fehlen des Gleichhorizontes erkannt wird. Wahrscheinlich steht dabei das Wasser, wenigstens zeitweise, unter Druck. Wenn die Mineralerde eine schwerdurchlässige Moräne ist, kann dieser Druck jedoch selten sich bemerkbar machen.

In der Natur müssen natürlich alle denkbaren Übergänge zwischen Fall 2 und Fall 3 vorkommen. Es ist möglich, dass in einem Torfboden das Grundwasser zeitweise etwas unter den Torf hinab sinkt und zeitweise den Torf erreicht und dabei unter Druck steht. Das Fehlen bzw. Vorkommen eines Gleichhorizontes unter mächtigem Torfe gibt indessen ein bequemes Mittel ab, den Hauptcharakter des Falles zu entscheiden. Grosse Torfböden, die Mulden ausfüllen, gehören wahrscheinlich Fall 3 an. Die hydrologischen Verhältnisse solcher Böden sind von mir nicht näher untersucht worden.

Die chemischen Eigenschaften des graublauen Sumpfbodens. Die Humusdecke liefert nur sehr wenig Stoffe zur Mineralerde, weil kein oder sehr wenig Wasser im Boden heruntersinkt. Die C_1 -Schicht, also die Mineralerde unmittelbar unter A, enthält jedoch etwas dunkel gefärbten Humus, der von oben her gekommen sein muss. Die Schicht ist jedoch im allgemeinen nicht ausgelaugt und hat also nicht den Charakter eines A_2 -Horizontes. Der Humusgehalt nimmt schnell nach unten zu ab und bewirkt keine krümelähnliche Struktur; die Humusanreicherung hat somit einen anderen Charakter als in den B-Horizonten (vgl. S. 367). Ich habe darum die Schicht mit C_1 bezeichnet, um hervorzuheben, dass sie eigentlich unveränderte Mineralerde ist, und dass der sehr wechselnde Humusgehalt eigentlich nicht durch gewöhnliche, bodenbildende Prozesse zustande gekommen ist.

Die Profile 13—25, Kap. 12, sowie Fig. 33 und 34, S. 224, erläutern die chemischen Eigenschaften des graublauen Sumpfbodens. In einer Reihe von untersuchten Profilen kann man keine oder nur schwache Verwitterung feststellen (Profile 13, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23). Die Verwitterungsindizes für C_1 in diesen Profilen sind: —6, —2, —1,5, —13, +15, +11, +14, +13, +16. (Vgl. die Verwitterungsindizes der Podsole, s. oben). Das negative Zeichen einiger Verwitterungsindizes wird durch kleine, primäre mineralogische Unterschiede in den Moränen verursacht. Weil die meisten Proben mit der Standardmoräne (S. 363) verglichen sind, kann diese Fehlerquelle eine ziemlich grosse Rolle spielen. Die kleinsten Indizes (also die negativen), die bei einer etwas besser gewählten Zusammensetzung der Standardmoräne bald positiv, bald negativ ausgefallen wären, finden sich in Profilen mit besonders dickem Torf (60—100 cm), während die höchsten Indizes (+11 bis +16) in Profilen mit dünnem Torfe angetroffen werden. Von diesen sei das Profil 23 besonders hervorgehoben, weil der graublaue Sumpf-

boden sich hier kaum 1 m von der Grenze zum Humuspodsol mit Index 41 findet. Hier muss sich daher ein Übergang von niedrigem zu hohem Verwitterungsindex finden.

Die Verwitterungsgrade (s. Kap. 12) zeigen dasselbe wie die Verwitterungsindizes. Wo der Torf mächtig ist, findet sich keine deutliche Verwitterung, wo er dünn ist, eine sehr schwache, die gar nicht mit der gewöhnlichen Bleicherdeverwitterung übereinstimmt. Bemerkenswert sind auch die hohen Gehalte von zitronensäurelöslicher Phosphorsäure.

Das Fehlen der Verwitterung in der obersten Schicht der Mineralerde des graublauen Sumpfbodens kann nur dadurch erklärt werden, dass das Grundwasser von Anfang an (also unmittelbar nach dem Abschmelzen des Inlandeises vor etwa 8 000—9 000 Jahren) so hoch stand, dass eine Podsolierung nicht stattfinden konnte. Sobald der Torf später durch Zuwachs undurchlässig für Wasser wurde, konnte natürlich auch keine Podsolierung vor sich gehen.

Es gibt indessen auch graublaue Sumpfböden, deren C_1 -Horizont die typische Zusammensetzung einer Bleicherde hat, obgleich dies nicht mit dem Auge beobachtet werden kann. Ein gutes Beispiel ist Profil 24, S. 349 (mit Humusdecke 13 cm). Die Verwitterungsindizes (aus zwei Analysen) sind hier +45 und +53. Ein anderes Profil, Nr. 25, S. 349 (Humusdecke 35 cm), hat den Index 29 und ist also ein Übergangsfall.

Es ist offenbar, dass der Verwitterungszustand im C_1 -Horizont gewisse Beziehungen zur Mächtigkeit der Humusdecke hat. Das ist auch ganz natürlich. Wo diese dünn ist, findet sich ein gemeinsames Grundwassersystem in der Humusdecke und der Mineralerde. Während extremer Trockenperioden sinkt das Grundwasserniveau etwas unter die Humusdecke hinab, und während der darauf folgenden Niederschlagsperioden kann vielleicht ein Podsolierungsprozess (besonders Verwitterung) vor sich gehen. Wo dagegen die Humusdecke mächtig und undurchlässig geworden ist, kann diese Verwitterung wegen des Fehlens von Sickerwasser nicht stattfinden.

Wahrscheinlich müssen solche graublaue Sumpfböden, deren C_1 -Horizont stark verwittert ist, als alte Humuspodsole gedeutet werden, deren B-Horizonte während der fortschreitenden Torfbildung ganz verwischt worden sind (vgl. S. 369). Oben ist die Entwicklung der hydrologischen Verhältnisse bei fortschreitender Torfbildung beschrieben worden. Während solcher Entwicklungen bilden sich mit grösster Wahrscheinlichkeit Humuspodsole allmählich in graublaue Sumpfböden um, deren C_1 -Horizonte sich bei der chemischen Analyse als verwittert erweisen.

Der Kolloidgehalt der Mineralerde in den graublauen Sumpfböden ist sehr gering, wenn keine Gleibildung vorliegt. Er wird u. a. durch Fig. 33 und 34 (S. 224) beleuchtet. Die Profile 14 und 15 (Kap. 12) sowie Fig. 34 zeigen die chemische Zusammensetzung der Gleichhorizonte in graublauen Sumpfböden. Sie bestehen aus Eisenoxydausscheidungen, die von Anreicherung anderer Kolloide ziemlich unabhängig sind. Profil 16 (Kap. 12) zeigt ein kleines Lager von Eisenocker, der auch eine Gleibildung ist, welches Lager in einen normalen Gleichhorizont übergeht. Der Gehalt an Fe_2O_3 ist (maximal) 54,4 %.

Übersicht über die verschiedenen Bodentypen in ihrer Abhängigkeit vom Grundwasserstand.

Die oben beschriebenen Bodentypen können zunächst in Böden mit Humusdecke < 30 cm (Mineralböden) und in Böden mit Humusdecke > 30 cm (Torfböden) eingeteilt werden.¹ Die Mineralböden bilden eine Reihe: Eisenpodsol, Eisenhumuspodsol, Humuspodsol mit starker Anreicherung in B, Humuspodsol mit schwacher Anreicherung in B, graublauer Sumpfboden, in welchen die Bodenbildung unter immer gesteigertem Einfluss des Grundwassers vor sich geht. Eisenhumuspodsol ist schon deutlich grundwasserbetont; graublauer Sumpfboden bezeichnet die durchschnittlich maximale Höhe des Grundwassers. Humuspodsol mit Ortstein fällt in gewisser Hinsicht aus der Reihe heraus, weil er durch seitliche Wasserzufuhr zustande gekommen ist.

Die Böden mit Humusdecke > 30 cm, also die Torfböden, welche entweder als Humuspodsole oder als graublaue Sumpfböden bezeichnet werden können, haben eigenartige Grundwasserverhältnisse. Das Grundwasser in der Mineralerde steht meistens nicht in direkter, hydrostatischer Verbindung mit demjenigen des Torfes. Es kann entweder etwas unter den Torf hinabsinken oder als artesisches Grundwasser gegen die Torfdecke gedrückt werden.

KAP. 6. Bodenkarten. Beziehungen zwischen Boden und Vegetation.

Geologische Karten der beiden Versuchsfelder sind in Kap. 4 (S. 185, 188) mitgeteilt. Hier werden nun Bodenkarten und Vegetationskarten, letztere nach MALMSTRÖM (1931), vorgelegt. Es ist also ein Material zur Beurteilung des Zusammenhangs zwischen Geologie, Topographie, Bodenbildung und Vegetation vorhanden. Auch ein kleines Versumpfungsgelände auf dem Plateau Stormyrjtälén, ganz nahe dem Versuchsfeld Kulbäckliden, wurde kartiert, weil hier der Zusammenhang zwischen den Bodentypen und den durch die Topographie bedingten Feuchtigkeitsverhältnissen besonders klar ist.

Das Gebiet auf Stormyrjtälén.

Beschreibung. Eine normale Moräne von etwa 1 m Mächtigkeit ruht auf Gneis. Der Wald wurde 1918—1919 kahl abgetrieben. Er war ein Fichtenwald von *Vaccinium*-Typus (MALMSTRÖM 1931) ausser auf dem zentralen, feuchtesten Fleck, wo er Fichtensumpfwald war. Topographie und Bodentypen werden durch Fig. 35, S. 230 erläutert. (Die Karte ist durch Profiluntersuchung von zehn zu zehn Meter zustande gekommen). Im Zentrum sammelt sich Oberflächenwasser und Grundwasser, das hier immer hoch steht und die Ausbildung von graublauem Sumpfboden, von Humuspodsol mit schwacher Anreicherung umgeben, bewirkt. Nach Osten läuft Wasser ab, sickert in den Boden ein und bildet Humuspodsol mit Ortstein. Wahrscheinlich wird es durch Adern am Gneisfelsen dann weiterbefördert (vgl. Kap. 7).

¹ Diese Einteilung wurde durch eine interskandinavische Kommission für Bodennomenklatur und Bodeneinteilung vorgenommen. (S. FROSTERUS und TAMM 1929.)

Das Bodenprofil als Indikator von Klimaänderungen. Profil 24 (Kap. 12), das sich im feuchten Zentrum der beschriebenen Versumpfung findet, zeigt, dass der graublaue Sumpfboden (s. Fig. 35) einmal Podsolverwitterung durchgemacht hat. Die Humusdecke ist dünn und durchlässig und dürfte keine Änderung in den Grundwasserverhältnissen hervorgerufen haben können (vgl. S. 370). Die Podsolierung ist vor sich gegangen entweder während einer früheren trockneren Klimaepoche oder während einzelner Jahre oder Reihen von Jahren, die wärmer und trockner als gewöhnlich gewesen sind. — Ein ähnlicher, sehr kleiner Fleck mit graublauem Sumpfboden auf dem Versuchsfeld Kulbäcksliden (s. Fig. 36 P, S. 232 und Profil 21, S. 346) zeigt dagegen nur Spuren einer Podsolverwitterung. Dies beweist, dass diese kleine Versumpfung niemals trocken gewesen ist, wenigstens nicht während einer Periode nennenswerter Dauer. So trocken ist das Klima offenbar nie nach der Eiszeit gewesen, dass sie ausgetrocknet ist. — Ein Unterschied besteht also zwischen den beiden beschriebenen kleinen Versumpfungen. Die eine ist früher trockner gewesen, was durch eine frühere, trocknere Klimaperiode erklärt werden kann, die andere dagegen ist niemals trockner als jetzt gewesen. Es besteht jedoch auch ein vielleicht wesentlicher topographischer Unterschied zwischen den beiden Flecken. Der erste liegt auf einem Plateau, der andere in einem schwach geneigten Terrain. Letzterer empfängt darum ziemlich viel Wasser von obenher. Es ist also möglich und wahrscheinlich, dass der erste ausgetrocknet ist bei einem Klima, das nicht nennenswert auf den Grundwasserstand der zweiten einwirkte.

Durch Untersuchung des Verwitterungszustandes solcher kleinen Versumpfungen dürfte die viel diskutierte Frage betreffs früherer, trocknerer Klimaperioden auf einem ganz neuen Wege beleuchtet werden können.

Das Versuchsfeld Kulbäcksliden.

Beschreibung. Fig. 36, S. 232 (vgl. auch Fig. 7, S. 185) zeigt die Bodenkarte, die auf Profile in je 20 Meter Abstand und noch eine grosse Anzahl Profile gegründet ist. Fig. 36 zeigt ganz dieselben Gesetzmässigkeiten wie Fig. 35, aber auf einer grösseren Fläche mit unregelmässiger Topographie. Relativ trockene Flächen mit Eisenpodsol wechseln mit feuchten und versumpften Böden. In den durch die Gneisoberfläche bedingten, sehr flachen Mulden findet sich graublauer Sumpfboden, der unverwittert ist (vgl. oben). Zwischen den Flächen mit Eisenpodsol und denjenigen mit graublauem Sumpfboden gibt es Zonen mit Eisenhumuspodsol und verschiedenen Varianten von Humuspodsol. Wo Wasser aus den Torfböden in die Moränen eindringen kann, findet man Humusortsteine. Gleichhorizonte sind sehr allgemein verbreitet. Sie fehlen jedoch in der Nähe der Brunnen IXa und IXb und auch in den nassen, schmalen Senkungen des nördlichen Teiles des Versuchsfeldes, die offenbar zeitweise als Wasserabflüsse dienen. Auch fehlen sie in der südöstlichen Ecke unter mächtigem Torf (hier umfasst das Feld einen Teil des Degerö Stormyr). Wahrscheinlich ist die Ursache des Fehlens der Gleichhorizonte an allen diesen Lokalitäten ein sehr hoher Grundwasserstand. Im Eisenpodsolgebiet sind die Gleichhorizonte schwach ausgebildet, die Eisenausscheidungen kommen zerstreut vor oder fehlen beinahe. Dies hängt wahrscheinlich mit dem starken Wechsel des Grundwasserniveaus (vgl. Fig. 9—16,

S. 192—195) und dem geringen Eisengehalt des Wassers (vgl. Kap. 8) zusammen. Zwei kleine Quellen kommen auf dem Versuchsfeld vor; die eine (etwa 230 m südlich von der nordöstlichen Ecke) hat ein sehr eisenreiches Wasser (Tab. 7:4 S. 260).

Bodenprofil und Vegetation. (Vgl. Fig. 36 und 37, S. 232—233). Es besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen den Bodentypen und den Pflanzenvereinen. Die Eisenpodsole sind im allgemeinen mit *Sphagnum*-freien Fichtenwäldern (*Vaccinium*-Typus) bestanden. Wo das Terrain nach N geneigt ist, kommt auch Fichtenwald von *Dryopteris*-Typus ohne *Sphagna* vor. In den Randzonen des Degerö Stormyr, wo der Boden sehr schwach gegen S geneigt ist, findet sich flechtenreicher Kiefernwald.

Auf Eisenhumuspodsol, Humuspodsol und graublauem Sumpfboden trifft man allgemein *Sphagnum*-reiche Pflanzenvereine an. Nahe an der Grenze zum Eisenpodsol kann man auch auf Eisenhumuspodsol oder sogar auf Humuspodsol *Sphagnum*-freien Fichtenwald finden. Die drei erwähnten Bodentypen bilden zusammen die feuchten Böden, deren forstliche Qualität fast ganz von der Neigung und Exposition abhängt. Ist die Neigung ziemlich gross, so gibt es gutwüchsige Nadelwälder von *Dryopteris*-Typus oder auch ziemlich gutwüchsige Fichtensumpfwälder, reich an *Vaccinium myrtillus* oder *Equisetum silvaticum*. Diese Böden können durch Drainage leicht sehr produktiv gemacht werden. Auf ebenen oder sehr schwach geneigten Terrains finden sich schlechtwüchsige Wälder und Sumpfwälder, sowie Moore von verschiedenen Typen. Diese Böden können nur mit grossen Schwierigkeiten produktiver gemacht werden.

Die Ursache der grossen Bedeutung der Neigung für die Produktivität der feuchten Böden dürfte in der seitlichen Bewegung des Bodenwassers zu suchen sein. Wo der Untergrund in feuchten Abhängen ein durchlässiger Sand oder Kies ist, kommen wegen der lebhaften Grundwasserbewegung hochproduktive, kräuterreiche Wälder vor. Solche Lokalitäten gibt es in der Nähe des Versuchsfeldes. — Dieselben Gesetzmässigkeiten in den Beziehungen zwischen Vegetation und Bodentypen, wie sie eben beschrieben sind, gelten für die ganze Gegend von Kulbäcksliden, wo die Vegetation von MALMSTRÖM (TAMM & MALMSTRÖM 1926) kartiert worden ist.

Das Versuchsfeld Rokliden.

Beschreibung. (Hierzu Fig. 38, 39, S. 240, 241.) Auch auf Rokliden wiederholen sich dieselben Regelmässigkeiten in der Verteilung der Bodentypen, die oben beschrieben worden sind. Trockene Flächen mit Eisenpodsol sind von Zonen mit Eisenhumuspodsol umgeben. Die feuchten Flächen haben Humuspodsol und die allerfeuchtesten graublauen Sumpfboden, der jedoch hier eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Humuspodsol mit Ortstein kommt in einer Zone des nördlichen Teiles des Versuchsfeldes vor, wo Wasser von dem zentralen Torfböden her in die Mineralerde eindringen kann. Gleihorizonte gibt es fast überall, ausser rings um die Brunnen IX und XVI, wo das Grundwasser unter dem Torfe artesisch ist (S. 372). Im Eisenpodsol sind die Gleihorizonte schwach ausgebildet oder fehlen beinahe.

Bodenprofil und Vegetation. Auf Eisenpodsol finden sich wie auf Kulbäcksliden *Sphagnum*-freie Wälder von dem *Vaccinium*- und dem *Dryopteris*-Typus, wie sie auch die relativ trockenen, nahe dem Eisenpodsol liegenden Teile

der Eisenhumuspodsolzone bewachsen. Sonst gibt es *Sphagnum*-reiche Pflanzenvereine: auf ebenen Terrains Moore und schlechtwüchsige Sumpfwälder, auf geneigtem Terrain Fichtenwald von *Dryopteris*-Typus mit *Sphagna* oder ziemlich gutwüchsige Sumpfwälder mit *Vaccinium myrtillus* und *Dryopteris Linnaeana*. Diese Sumpfwälder sind teilweise (nördlich und westlich vom Versuchsfeld) mit sehr gutem Erfolg drainiert worden. In den Umgebungen des Feldes findet man ähnliche Gesetzmässigkeiten in der Verteilung der Vegetation in Beziehung zu den Bodentypen.

KAP. 7. Über die Wasserbewegung in den Moränenböden der Versuchsfelder. Die Durchlässigkeit der Moränen.

Einleitung. Man hat stets die Moränen als sehr schwer durchlässig für Wasser betrachtet (RICHERT, 1911, S. 21, SEDERHOLM 1909, S. 19, A. G. HÖGBOM, 1906, S. 176). Indessen zeigen Versuche von SAHLSTRÖM (1911), dass die obersten Schichten der Moränenböden ziemlich durchlässig für Wasser sind. Es muss also ein grosser Unterschied zwischen den oberen, durch die bodenbildenden Prozesse aufgelockerten Schichten und den unteren, unveränderten vorliegen.

Beobachtungen über Durchlässigkeit und Wasserführung. Beim Profilgraben findet man, dass die tiefen Schichten der Moränen nur mit grosser Schwierigkeit Wasser abgeben. Dagegen fliesst die ganze Masse, wenn sie mit Wasser gesättigt ist, fast wie ein Lehm. Dies zeigt, dass die Moräne vom hydrologischen Standpunkt aus einem leichten Lehme ähnlich ist. Zuweilen füllt sich eine Grube schnell mit Wasser, aber es ist dann immer Aderwasser. Besonders in den tiefen Teilen der Moränen, direkt am Felsen, trifft man nicht selten kräftige Wasseradern mit frischem, gutem Quellwasser, auch in versumpften Terrains. Sehr steinreiche Moränen sind auch viel durchlässiger als steinarmer. Die oberen Schichten der Moränen, die durch die bodenbildenden Prozesse gelockert sind, geben dagegen ziemlich leicht ihr Wasser ab und scheinen also ziemlich durchlässig zu sein.

Versuche, die relative Durchlässigkeit von Moränen in natürlicher Lagerung zu bestimmen. MALMSTRÖM hat einige solche Versuche ausgeführt in derselben Weise wie früher mit Torfproben (MALMSTRÖM, 1923, S. 191). Es wurden 5 cm dicke Scheiben aus einem Moränenprofil ausgeschnitten und mit Gips in einen besonders konstruierten Apparat eingegossen. Die freie Fläche der Moränenprobe wurde gemessen. Darauf wurde Wasser stetig zugeführt bis zu einem Niveau von 2 cm über der Oberfläche der Gips-Moränenscheibe, und das Volumen Wasser, das pro Stunde durch diese hindurchsickerte, wurde gemessen. Tabelle 5 (S. 247) gibt die Resultate wieder. Zum Vergleich wurde auch ein Versuch mit mittelgrobem Sand ausgeführt.

Die Versuche zeigen, dass die von den bodenbildenden Prozessen unberührte Moräne sehr schwer durchlässig ist. Die A_2 -Schicht eines Eisenpodsols, aus Moräne gebildet, war viel durchlässiger, die entsprechenden Schichten in Humuspodsolen nahmen eine Zwischenstellung ein. Sand ist mehr als 3 500 mal durchlässiger als die unberührte Moräne.

Versuche, die Grundwasserströmung in den Moränen zu messen. HESSELMAN liess einige Versuche mit der Salzmethode ausführen. Dabei wurde indessen nur eine grobe Orientierung angestrebt. Die beiden Versuchsfelder liegen in schwach geneigten Terrains, wo man eine allgemeine Wasserströmung in den Bodenarten vermuten konnte. In einigen Gruben wurden 30 kg NaCl im Grundwasser aufgelöst, und aus diesen Gruben sowie aus anderen, die 5 bis 10 m davon in der Neigungsrichtung angelegt waren, wurden wöchentlich Wasserproben entnommen und auf Cl analysiert. Auf dem Versuchsfeld Rokliden wurden zwei paar Gruben (C—D, E—F, Fig. 38, S. 240) angelegt. Nach 143 Tagen fing der Salzgehalt in D an zu steigen, nach 345 Tagen erreichte er sein Maximum. Schon nach 121 Tagen war der Salzgehalt in C wieder wie vor dem Anfang des Versuches. Die Neigung des Terrains ist 1:30. Nach 110 Tagen fing der Salzgehalt in F an zu steigen. Nach 213 Tagen erreichte er sein Maximum. Schon nach 108 Tagen war der Salzgehalt in E wieder normal. Die Neigung ist 1:15. Als Mass der Strömungsgeschwindigkeit gilt die Zeit zwischen dem Anfang eines Versuches und dem Maximum. Dies gibt 1,5 bzw. 2,4 cm pro Tag. Die Strömungsgeschwindigkeit in den Moränen ist also sehr gering.

In den Versuchen auf Kulbäcksliden gelang es nicht, eine seitliche Strömung des Wassers nachzuweisen. Es ist jedoch von Interesse, dass in einem Fall der Cl-Gehalt in einer gesalzten Grube nach 120 Tagen wieder normal war.

Messungen des Grundwasserstandes. Aus dem Material von Grundwasserstandsmessungen, die HESSELMAN hat ausführen lassen, lassen sich wichtige Schlüsse betreffs der Wasserbewegung in den Moränen ziehen. Fig. 40—43 (S. 250—251) beleuchten dies. Fig. 40 zeigt die Grundwasserniveaus in sieben Brunnen auf dem Versuchsfeld Rokliden (Lage der Brunnen s. Fig. 38, S. 240). Das Sinken des Grundwasserniveaus verläuft sehr ungleichförmig. Einzelne Punkte (z. B. Nr. I) haben offenbar eine gute, natürliche Drainage von unten her. Der Grundwasserstand in Nr. I kann sogar tiefer liegen als in II×, der niedriger im Terrain sich befindet. Man könnte vermuten, dass dies mit einer ungleichförmigen Transpiration des Waldes zusammenhänge. Fig. 41 zeigt indessen, dass im Winter, wo die Transpiration fast aufgehoben ist, auch ein ähnliches, ungleichförmiges Sinken des Grundwassers vorkommt. Fig. 42 und 43 zeigen ganz analoge Verhältnisse auf dem Versuchsfeld Kulbäcksliden. Auch wurden ähnliche Verhältnisse in Moränenböden in Lesjöfors (Värmland) beobachtet sowie in Siljansfors (Dalekarlien), und die Erscheinung scheint somit allgemein zu sein. Das ungleichförmige Sinken des Grundwassers muss auf eine ungleichförmige Drainierung von unten her zurückgeführt werden.

Die Bewegungen des Grundwassers in Moränenböden, durch Wasseranalysen beleuchtet. Es wurde schon früher (TAMM 1925) nachgewiesen, dass das Grundwasser in den Randzonen von Torfböden, die auf Moränen ruhen, gelösten Sauerstoff enthalten kann, was eine Wasserströmung von dem trockenen Boden nach dem versumpften Boden hin anzeigt. Diese Strömung verläuft hauptsächlich in den oberen, ziemlich durchlässigen Moränenschichten. Dass die seitliche Strömungsgeschwindigkeit in den Moränen indessen sehr gering ist, geht auch aus den Wasseranalysen hervor. Die Zusammensetzung des Grundwassers zeigt nämlich grosse Unterschiede an sehr

nahe aneinander liegenden Punkten (vgl. Kap. 8, S. 382). Kleine »Inseln« von trockenen Böden (Eisenpodsol) in versumpften Gebieten haben ein Grundwasser, das reich an gelöstem Sauerstoff sein kann, während gleichzeitig das Wasser der Umgebungen derselben frei davon ist (TAMM 1925, S. 40).

Die natürliche Drainage der normalen Moränenböden. Die oben beschriebenen Beobachtungen und Experimente gestatten eine Auffassung von der Art und Weise des Wassers, sich in Moränen zu bewegen. Die Moränen decken die Felsen von Gneis, Granit oder anderen Urgesteinen, die alle fast undurchlässig für Wasser sind. Das Grundwasser sammelt sich daher über den Felsen, deren Mulden mit Grundwasser gefüllt sind. Das Niederschlagswasser sinkt ziemlich schnell bis zum Grundwasserniveau. Wenn dieses in den oberen, lockeren Schichten des Bodens liegt (z. B. nach der Schneeschmelze), kommen seitliche Grundwasserströmungen von ziemlich grosser Bedeutung vor. Solche seitliche Strömungen werden jedoch sehr erschwert, sobald der Strom in torfbedeckte Böden hineinkommt, wo er mit Humusstoffen stark imprägnierte Schichten durchdringen muss (die Randdämpfungsversumpfung MALMSTRÖMS, vgl. oben, S. 369). Sobald kein Niederschlagswasser mehr zugeführt wird, fängt das Grundwasserniveau an zu sinken. Anfangs steht dies teilweise mit den seitlichen Strömungen in Zusammenhang, aber sobald das Niveau des Grundwassers die unteren, schwer durchlässigen Moränenschichten erreicht hat, wird die Bedeutung der seitlichen Bewegung sehr gering. Um das fortgesetzte Sinken zu erklären, muss man eine Drainage durch Adern dicht am Felsen annehmen. Es gibt wahrscheinlich am Felsen ein Netz von kleinen Wasseradern, die sich zum Teil zu grösseren vereinigen und hier und da in Abhängen als Quellen zu Tage treten. Auf diese Weise kann ein grosser Teil der bedeutenden Wassermengen, die von den Moränenböden absorbiert werden, aber nicht verdunsten, wegtransportiert werden. Die Adersysteme dürften streng lokalisiert und stabil sein. Wahrscheinlich wurden sie schon bei der Bildung der Moränen angelegt.

Man kann die natürliche Drainage eines normalen Moränenbodens als eine Aderdrainage bezeichnen, während ein Sand- oder Kiesboden durch einen Grundwasserstrom drainiert wird. Das Grundwasserniveau hat verschiedene Bedeutung in einem Sande und in einer Moräne. Im Sande ist es die Oberfläche eines Grundwasserstromes, in der Moräne bezeichnet es die Tiefe, auf welche das Grundwasser eben gesunken, oder die Höhe, auf die es (nach Regen) gestiegen ist. Eine sehr schwache seitliche Bewegung geht natürlich auch in der Moräne vor sich und gewinnt an Bedeutung mit zunehmender Neigung des Terrains. Auch in Sandböden muss es eine ganz schwache Drainage von unten her vorhanden sein, deren Wirkung durch die seitliche Grundwasserzufuhr fast ganz ausgeglichen wird.

Die ungleichförmige Drainage von unten her bei den Moränenböden hat sicher Bedeutung für die Verteilung von trockenen und versumpften Böden. Fig. 24, S. 206 zeigt eine kleine »Insel« von trockenem Boden in einem versumpften Terrain. Diese Insel hat gute Drainage von unten her und ist deshalb der Versumpfung entgangen, obgleich die Neigung des Terrains sie für Versumpfung vorausbestimmt zu haben scheint. Dasselbe gilt für den östlichen Teil der kleinen Versumpfung, Fig. 35 (S. 230), neben der Zone, wo das vom Torfe her kommende Wasser Ortstein bildet, ohne Versumpfung

hervorzurufen. Die Grenzen im Terrain zwischen den trockenen und feuchten (*Sphagnum*-reichen) Pflanzenvereinen werden sehr wahrscheinlich in vielen Fällen durch die ungleichförmige Drainage der Moränenböden von unten her bestimmt. Dadurch erklärt sich auch zum Teil die sehr geringe Ausbreitungstendenz der Torfböden, die von MALMSTRÖM (1931, S. 135, 144—152) nachgewiesen worden ist.

KAP. 8. Über die chemischen Eigenschaften des Grundwassers der verschiedenen Bodentypen.

Allgemeine Gesichtspunkte. Mit sauerstoffreichem, bzw. sauerstoffreichem Wasser wird Wasser bezeichnet, das reich an, bzw. frei von gelöstem, freiem Sauerstoff ist. Schon früher (TAMM 1925) ist gezeigt worden, dass die Eisenpodsolgebiete sauerstoffreiches Grundwasser haben, während das der Humuspodsolgebiete entweder ziemlich sauerstoffarm oder ganz sauerstofffrei ist. Der Sauerstoffmangel wird durch die reduzierende Wirkung der Humusstoffe verursacht (HESSELMAN, 1910 b, S. 106), besonders die der Torfdecken von feuchten Böden. Auch in Eisenpodsolen gibt es eine Bindung von Sauerstoff, infolgedessen das Grundwasser selten mehr als bis $\frac{2}{3}$ gesättigt davon ist. Jetzt habe ich auch andere gelöste Stoffe in dem Grundwasser untersucht, s. die Tabellen 6, 7, 8, S. 258—361.

Einige Charaktere des Grundwassers in Eisenpodsolgebieten. Das Grundwasser ist farblos, hat einen frischen Geschmack, ist sauerstoffreich und eisenfrei. (Eisengehalt $< 0,1$ mg/l). Der Mangel an Eisen muss dadurch verursacht werden, dass fast alles Eisen bei reichlicher Sauerstoffzufuhr als Fe_2O_3 -Kolloid im B-Horizont beim Heruntersickern des Niederschlagswassers festgehalten wird. Kleine Mengen organischer Stoffe finden sich freilich im Wasser, ohne es zu färben.

Einige Charaktere des Grundwassers in Eisenhumuspodsolgebieten. Eisenhumuspodsol umgibt mehrmals den Eisenpodsol als Randzonen. In solchen trifft man ein Grundwasser an, das chemisch ganz Eisenpodsolcharakter hat, was eine langsame Strömung des Grundwassers vom Eisenpodsolgebiet her andeutet. Wenn man dagegen »Inseln« von Eisenhumuspodsol in Humuspodsolgebieten, die etwas tiefer liegen, aufsucht, trifft man das für Eisenhumuspodsol charakteristische Grundwasser an. Dieses ist farblos und ziemlich sauerstoffreich, enthält aber dazu nicht unbedeutende Mengen Eisen als Ferroionen. Diese können also zusammen mit gelöstem Sauerstoff im Grundwasser bleiben. Wahrscheinlich werden sie langsam oxydiert, was zur Abscheidung von Eisen als Fe_2O_3 -Kolloid in Gleichhorizonten führt. Wahrscheinlich geschieht jedoch diese Oxydation zum grössten Teil durch Eindringen gasförmiger Luft während Perioden von tiefen Grundwasserständen. Ein solcher Gasaustausch spielt eine grosse Rolle auch in den feuchten Böden, wie ROMELL (1922, S. 205—208) nachgewiesen hat.

Das Grundwasser in Gebieten von Humuspodsol und graublauem Sumpfboden.

Der Gehalt an Sauerstoff und Eisen. Der Sauerstoffgehalt wechselt von 0 bis zu einem mässigen Wert. Auch der Eisengehalt wech-

selt sehr. Wenn er kleiner als 5 Milligramm pro Liter ist, pflegt nur zweiwertiges Eisen vorzuliegen. Das dreiwertige Eisen wird also sehr stark vom Boden, d. h. dem B-Horizont festgehalten. Zusammen mit kleinen Mengen zweiwertigen Eisens pflegt auch Sauerstoff vorzukommen. Bei höheren Eisengehalten kommt auch meistens ein Teil des Eisens in dreiwertiger Form vor, und dabei fehlt der Sauerstoff stets ganz. Es scheint also, als ob ein Teil des Eisens sich im Wasser oxydiert hat.

Das zweiwertige Eisen im Grundwasser besteht offenbar aus Ionen. Ein Tropfen Na_2S -Lösung färbt eine eisenhaltige Wasserprobe sogleich dunkel. Durch Schütteln mit Luft nach Zusatz eines Tropfens Ammoniak wird das Eisen quantitativ in Ferriverbindungen überführt. Alle Ausströmungsstellen des eisenhaltigen Grundwassers in Drainen, kleinen Quellen usw. zeigen das charakteristische Häutchen von Eisenbakterien, deren Lebensprozess zum Teil eine Oxydation von Ferroionen ist. Man könnte indessen vielleicht vermuten, dass auch kolloides Ferrohumat vorläge. Es besteht aber gar kein Parallelismus zwischen Humusgehalt und Eisengehalt der Grundwässer (vgl. Tab. 7, S. 260).

Der Gehalt an Ferriverbindungen im Grundwasser erreicht immer nur niedrige Werte. Wahrscheinlich werden die durch Oxydation aus Ferroionen gebildeten Ferriverbindungen sehr schnell als Kolloide in den Gleichhorizonten ausgeschieden. In Spaltrissen und Wurzelkanälen kann der Wasser- und Luftaustausch besonders leicht vor sich gehen, was die eigenartige Textur der Gleichhorizonte erklärt.

Da das Eisen im Grundwasser der feuchten Böden grösstenteils als Ferroionen vorhanden ist, kann es ziemlich unbehindert mit dem Wasser wandern, ohne ausgefällt zu werden. Sobald Oxydation eintritt, wird das Eisen jedoch als Fe_2O_3 -Kolloid vom Boden festgehalten, was die Bildung von Gleichhorizonten veranlasst.

Tabelle 6 und 7 zeigen grosse Unterschiede im Eisengehalt des Grundwassers an nahe bei einander liegenden Punkten. Die hohen Eisenkonzentrationen (Nr. 3, Tab. 7) findet man in kleinen, flachen Mulden. Sie erklären sich durch die nachstehenden aufeinander folgenden Vorgänge: 1. Wasserzufuhr aus den Umgebungen. 2. Verdunstung. 3. Eisenausscheidung in Gleichhorizonten bei Sauerstoffzufuhr. 4. Grundwasserabfluss nach unten. 5. Wiederholte Wasserzufuhr und Wiederauflösung des in den Gleichhorizonten magazinierten Eisens bei Sauerstoffmangel. Auch andere gelöste Stoffe (s. unten) werden im Grundwasser der kleinen Mulden etwas angereichert, aber bei weitem nicht in dem Masse wie das Eisen, weil sie nicht in den Gleichhorizonten festgehalten werden. Die Wasseradern, die aus solchen Mulden stammen, treten zuweilen als Eisenquellen zu Tage.

Der Gehalt der Wässer an Humus und anderen Stoffen. Die eisenreichen und sauerstofffreien Grundwässer sind gelb gefärbt, schmecken fade und enthalten ziemlich viel Humusstoffe. Ein Beispiel ist Nr. 2, Tab. 7 (S. 260), das ein typisches Humuspodsolwasser ist. Es enthält überhaupt viel mehr gelöste Stoffe als das gleichzeitig eingesammelte Eisenpodsolwasser, Nr. 1. Dies steht in schöner Übereinstimmung mit der Tatsache, dass im allgemeinen die Verwitterung etwas intensiver in Humuspodsolen als in Eisenpodsolen ist (S. 369). Von grossem Interesse ist der Aluminiumgehalt ($8,2 \text{ mg/l}$), meines Wissens der höchste bis jetzt in einem natürlichen Wasser gefundene.

Die Probe ist mittels Quecksilberpumpe, unter dem B-Horizont bei 60 cm Tiefe emporgesaugt. Von Basen ($K_2O + Na_2O + CaO + MgO$) enthält das Wasser 10 mg/l, wovon MgO 2 mg/l ausmacht. Nr. 3, Tab. 7, ist auch ein Humuspodsolwasser, das am selben Tage und in derselben Weise wie Nr. 2 eingesammelt worden ist. Es stammt aus einer kleinen Mulde mit maximalem Eisengehalt. Es ist also ein Wasser, das an gelösten Stoffen angereichert ist (vgl. oben). Es muss, wenigstens zum Teil, aus Wasser bestehen, das aus den Umgebungen zugeströmt ist. Ausser Eisen sind CaO , Na_2O und K_2O angereichert, dagegen MgO und Al_2O_3 nicht. Die Humusstoffe zeigen eine bedeutende Anreicherung, SiO_2 eine unbedeutende, alles im Vergleich mit Wasserprobe Nr. 2.

Nr. 4 (Tab. 7) ist ein Wasser aus der kleinen Eisenquelle auf dem Versuchsfeld Kulbäcksliden. Die Probe ist ebenso wie Nr. 1—3 im September eingesammelt, die Bodentypen sowie die Moränen sind denjenigen von Rokliden sehr ähnlich. Die Wasserprobe kann darum ohne weiteres mit denjenigen von Rokliden verglichen werden. Ein Unterschied von Nr. 4 im Vergleich mit Nr. 2—3 ist, dass Nr. 4 eine längere Strecke im Boden gewandert ist. Nr. 7 ist Wasser aus der Byskeälv, einem Fluss, der ein Waldgebiet von ebendemselben bodenkundlichen Charakter wie Kulbäcksliden und Rokliden durchfließt. Ein solches Flusswasser besteht offenbar aus Grundwasser von Eisenpodsol- und Humuspodsolgebieten her, vermischt mit oberflächlich abgelaufenem Wasser. Die Proportionen der verschiedenen, gelösten Mineralstoffe in Nr. 7, die aus dem Grundwasser stammen, dürften daher für ein Wasser, das eine relativ lange Strecke im Boden gewandert ist, charakteristisch sein. Es sei hier hervorgehoben, dass der allgemeine Charakter der Wässer in den untersuchten Gegenden nicht sehr wechselt (vgl. Tab. 8, S. 261). Betrachten wir die Proportionen der verschiedenen, gelösten Stoffe in den Wasserproben 2, 3, 4 und 7. Tab. 7 (S. 260):

Das Natriumion wird von allen Kationen am wenigsten vom Boden festgehalten. Der Na_2O -Gehalt eines Grundwassers wird sich also beim Hervorsickern wenig verändern. Daher ist das Verhältnis verschiedener Stoffe zu Na_2O von besonderem Interesse. Das Wasser Nr. 2 (Tab. 7) ist ein Grundwasser, das gar nicht seitlich gewandert ist. Nr. 3 ist eine kleine Strecke gewandert, Nr. 4 noch etwas weiter, Nr. 7 am weitesten. Ein Vergleich der 4 Proben zeigt, dass der Gehalt an Al_2O_3 stark von 2 bis 7 abfällt. Das Verhältnis $Al_2O_3 : Na_2O$ ist in Nr. 2: 2,3, in Nr. 3: 1,0, in Nr. 4: 0,59, in Nr. 7: 0,15, welcher letzterer Wert zu hoch ist, weil er sich eigentlich auf die Summe $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ bezieht. Wahrscheinlich besteht die Summe fast ganz aus Fe_2O_3 . Die angeführten Analysen zeigen in schöner Weise die allmähliche Adsorption von Aluminium als Kolloid während der Wanderung des Wassers im Boden. Fast nichts davon erreicht die Flüsse, obgleich ziemlich grosse Mengen bei der Verwitterung freigemacht werden.

Der Unterschied im Wanderungsvermögen von Al und Fe im Boden erklärt sich daraus, dass Eisen als Ferroion wandern kann, während das immer dreiwertige Al sehr leicht in kolloiden Zustand übergeht, wodurch es adsorbiert wird. Auch das dreiwertige Eisen geht sehr leicht in den kolloiden Zustand über und kann darum nur kurze Strecken wandern, weil es vom Boden stark festgehalten wird (in B-Horizonten und Gleihorizonten).

Mehrere Forscher, unter anderen AARNIO (1915, S. 75), behaupten, auf Experimente gestützt, dass das Eisen in Humuspodsolterrainen hauptsächlich als dreiwertiges Kolloid wandert, vor Ausflockung durch andere Kolloide geschützt. AARNIO (1918, S. 53—54) erklärt sogar in dieser Weise die Eisenzufuhr nach den seerzbildenden Binnenseen. Meine Forschungen haben durchaus keine Stütze für diese Auffassung geliefert, sondern stimmen mit der älteren Auffassung der Eisenwanderung überein.

Auf etwas andere Weise als Aluminium verhält sich das meistens negativ geladene Kolloid Kieselsäure. Das Verhältnis $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O}$ in den oben erwähnten, vier Wasserproben ist 4,0, 4,9, 3,1 und 0,57. Es dürfte also eine Absorption von SiO_2 bei der Wanderung des Wassers vor sich gehen, aber bedeutende Mengen davon erreichen doch die Flüsse.

Die Kationen Ca, K und Na zeigen keine Besonderheiten. Mg dagegen, das bei der Verwitterung in verhältnismässig grossen Mengen freigemacht wird, kommt nur in sehr kleinen Mengen in dem Flusswasser vor und muss also bei der Wanderung des Grundwassers allmählich absorbiert werden. Das Verhältnis $\text{MgO} : \text{Na}_2\text{O}$ in den oben erwähnten vier Wasserproben ist: 0,64, 0,50, 0,22 und 0,07. Mg wird jedoch nicht wie Al besonders stark vom B-Horizont festgehalten (vgl. S. 392). Die Erklärung des merkwürdigen Verhaltens des Magnesiums ist meines Erachtens von WIEGNER und JENNY gegeben in ihren bekannten Untersuchungen über Permutite (WIEGNER und JENNY 1927, JENNY 1927). Bekanntlich verhalten sich viele Bodenmineralien, sowie die Kolloide des Bodens, in vielen Hinsichten wie Permutite, und die Schlüsse der Permutitforschung können in gewissem Grade auf Böden übertragen werden. WIEGNER und JENNY unterscheiden Eintausch, Austausch und Umtausch von Ionen. Verschiedene Kationen werden in verschiedener Weise eingetauscht und ausgetauscht. Mg wird nur mit Schwierigkeit eingetauscht, aber sobald es eingetauscht ist, wird es sehr stark festgehalten, d. h. nur mit Schwierigkeit wieder ausgetauscht. Im Boden muss also Mg erst langsam adsorbiert werden. Bei fortgesetzter Wanderung des Wassers wird es jedoch allmählich eingetauscht. Die endgültigen Ionenkonzentrationen des Wassers müssen von einer Reihe Eintausch- und Austauschprozessen abhängen. Bei dem Austausch steht Mg hinter den anderen Kationen zurück, und seine Konzentration wird daher sehr klein. Diese Prozesse erklären die sehr grosse Armut an Magnesium bei unseren Flusswässern, wenn sie aus Gegenden mit karbonatfreien Gesteinen stammen.

Der allgemeine Gehalt von Elektrolyten in den Wässern der Gegend von Kulbäcksliden.

Tabelle 8, S. 261 enthält eine Reihe Bestimmungen der elektrolytischen Leitfähigkeit natürlicher Wässer in der Gegend von Kulbäcksliden. Die Leitfähigkeit wechselt nicht sehr. Wenn man als Approximation annimmt, dass die Leitfähigkeit durch KCl verursacht sei, kann man die Normalität von Salzen im Wasser berechnen (s. Tab. 8). Wenn man dann annimmt, dass die Kationen auf Ca, Na, K (und Mg) etwa wie in der Wasserprobe Nr. 5, Tabelle 7, verteilt sind, kann man ganz approximativ die Gehalte an Basen berechnen und dadurch auch die Gehalte an anorganischen Stoffen überhaupt, wenn man von dem Verhältnis: anorganische Stoffe zu Basen z. B. in der Probe Nr. 5, Tabelle 7, ausgeht. Die Resultate solcher Berechnungen finden sich

in Tabelle 8. Sie geben eine Vorstellung von den Gehalten der Wässer an Elektrolyten. Es muss hervorgehoben werden, dass fast alle die untersuchten Wässer eisenfrei waren (Ausnahme Nr. 4).

Durch einen Zufall konnte die Berechnung in einem Fall kontrolliert werden. Probe Nr. 16 ist Wasser aus der Umeålv. Ungefähr gleichzeitig wurde aus diesem Fluss von der Meteorologisch-Hydrographischen Anstalt eine Probe entnommen und analysiert. Aus der Leitfähigkeit berechnete ich 23 mg/l anorganische Stoffe, während die Analyse 25 mg/l ergab, also eine befriedigende Übereinstimmung.

Man kann also mit Recht annehmen, dass die Grundwässer der untersuchten Gebiete durchschnittlich 5—10 mg/l Kationen, als Oxyde berechnet, enthalten. Diese Menge besteht hauptsächlich aus Ca und Na, ein kleinerer Teil aus K und Mg. Mg ist um so weniger vorhanden, je weiter das Wasser gewandert ist. Ein wesentlicher Unterschied zwischen dem Wasser der Eisenpodsolgebiete und demjenigen der Humuspodsolgebiete scheint nur betreffs Humusstoffe, Eisen und Sauerstoff vorzuliegen. Ein heftiger Waldbrand (s. Tab. 8) hat die Elektrolyte im Grundwasser nicht merkbar vermehrt. Die Übereinstimmung des Gehalts an gelösten Kationen (ausser Eisen) bei den Wässern von Eisenpodsolgebieten und von Humuspodsolgebieten spiegelt die prinzipielle Ähnlichkeit der allgemeinen Verwitterung jener Bodentypen ab. Der Unterschied der Grundwässer bezüglich der Gehalte an Humusstoffen, Eisen und Sauerstoff steht mit den Unterschieden bezüglich Humusproduktion und Sauerstoffzufuhr der beiden Bodentypen in Zusammenhang.

KAP. 9. Überblick über die bodenbildenden Prozesse.

I. Mechanische und physikalische Prozesse.

Mechanische Verwitterung. Die Herunterschlämmung kleiner Mineralkörner. Früher wurde hervorgehoben (TAMM, 1920), dass diese Prozesse eine sehr geringe, fast unmerkliche Rolle in Moränenböden spielen. Diese Resultate gelten für Eisenpodsol. Die feuchten Böden haben im allgemeinen noch mächtigere Humusdecken als die Eisenpodsole. Das bewirkt eine noch mehr abgeschwächte mechanische Verwitterung. Dasselbe dürfte für die Herunterschlämmung von Mineralkörnern (natürlich nicht von Kolloiden) gelten. Die feinen Mineralpartikeln bestehen zum grossen Teil aus Biotit (TAMM, 1920, S. 80). Eine Anreicherung solcher Partikeln nach unten zu sollte sich daher in den chemischen Analysen bemerkbar machen (nach dem Abzug von Kolloiden). Die chemischen Analysen von Proben aus den B-Horizonten zeigen indessen im Vergleich mit den C-Horizonten ganz normale Gehalte an Fe, Mg, Al und K, d. h. den Bestandteilen des Biotits, und deuten somit keine Herunterschlämmung von Mineralkörnern an.

Bewegungen im Boden durch Auffrieren. Wo ein Boden von Vegetation frei ist, kommen im Herbst und Frühling Bewegungen durch Auffrieren vor. Es bilden sich Eiskristalle (Eisfilamente), die in die Höhe wachsen und dabei Bewegungen verursachen. In Eisenpodsolon mit Kiefernheiden, deren Vegetation nicht genügend die Bodenoberfläche vor Temperaturschwankungen schützt, ist oft das Podsolprofil durch solche Bewegungen ganz verwischt

worden, besonders auf Feinsand- und Schluffböden. In den feuchten Böden schützen stets Vegetation und Humusdecke den Mineralboden gegen Auffrieren. Dagegen findet man zuweilen aufgefrorenes Geschiebe.

HAMBERG (1915), HESSELMAN (1915), BESKOW (1931) haben das Emporwandern von Gesteinsgeschiebe durch Auffrieren erklärt. Auf Kulbäcksliden gibt es eine Lokalität, wo der Boden zeitweise durch Grundwasser bis an die Oberfläche durchfeuchtet wird, und dessen Humusdecke sehr schwach entwickelt ist. Dieser Boden ist von aufgefrorenem Geschiebe fast bedeckt worden. In den Randzonen von Torfböden, wo das Grundwasser zeitweise sehr hoch steht, kann man hier und da grosse Steinblöcke beobachten, die deutlich durch Frost etwas gehoben sind. Das Auffrieren von Geschiebe und Blöcken spielt also in den feuchten Böden eine Rolle, wenn die Humusdecke dünn ist. In den graublauen Sumpfböden findet man oft eine Menge Geschiebe im untersten Teil des Torfes, gerade an der Grenze der Mineralerde (s. Fig. 4, S. 172, Fig. 31, 32, S. 216). Es kann kaum daran gezweifelt werden, dass hier Auffrierungsprozesse wirksam gewesen sind, aber während einer Periode, ehe der Torf sich noch gebildet hatte. Wir haben somit hier subfossile Auffrierungsböden vor uns.

Erdfliessen. Dieser Prozess spielt jetzt kaum eine Rolle in den Moränen im Gegensatz zu den Lehmen (Gärlehm). Er wird jedoch auch in Moränen in offenen Drainen beobachtet, wo mit Wasser gesättigte Lager durchgraben werden. Wahrscheinlich hat er früher, unmittelbar nach dem Abschmelzen des Inlandeises, grössere Bedeutung gehabt.

II. Chemische Prozesse.

Die Rolle der Humusdecke.

Die Humusdecke und die Bodentemperatur. Es ist selbstverständlich, dass die Humusdecke den Mineralboden vor Temperaturschwankungen schützt. Die feuchten Böden mit ihren verhältnismässig mächtigen Humusdecken müssen daher eine gleichförmigere Temperatur als die trockenen Böden besitzen. Infolge der lebhaften Verdunstung, der mehr Wasser zur Verfügung steht, werden auch die feuchten Böden kälter als die trockenen. Die allgemeine chemische Aktivität des Bodens hängt indessen mehr von der Feuchtigkeit als von den Unterschieden der Temperatur ab. Infolgedessen sind die etwas feuchten Böden aktiver als die trockenen. Der Einfluss der Temperatur tritt jedoch sehr deutlich hervor, wenn man Böden von verschiedener Exposition mit ungefähr demselben Feuchtigkeitszustand miteinander vergleicht. Ein feuchter Südabhang ist nämlich viel aktiver und mit gutwüchsigerem Wald bestanden als ein Nordabhang. Südabhänge mit genügender Feuchtigkeit haben oft eine sehr gute Humusbildung, die stark an die südlicheren Breiten erinnert (Sydberg, G. ANDERSSON und S. BIRGER, 1912, S. 52—68). Alle Übergänge zwischen solchen Lokalitäten und trockenen Südabhängen mit schlechtwüchsigem Wald kommen vor.

Die Humusdecke und das Niederschlagswasser. Die Humusdecke regelt die Wasserzufuhr zum Boden. Im allgemeinen sind die Humusdecken, die mehr als 30 cm mächtig sind, fast oder ganz undurchlässig für das Niederschlagswasser. Die Podsolierung kann nur unter durchlässiger Humusdecke vor sich gehen und wird also durch den Zuwachs der Humusdecke oftmals verhindert.

Die Humusdecke und die Durchlüftung des Bodens. Sowohl Forscher wie Praktiker haben oft von mangelnder Durchlüftung des Bodens unter einer Rohhumusdecke gesprochen. Wie ROMELL (1922, S. 351) nachgewiesen hat, ist dies unzutreffend, wenn es sich um eine trockene Humusdecke handelt. Die Durchlüftung geht nach demselben Autor hauptsächlich durch Diffusion vor sich, die bis zum Grundwasserniveau einen lebhaften Gasaustausch zwischen Boden und Atmosphäre bewirkt. Eine torfartige Humusdecke, die von Wasser stark benetzt ist, kann nur zum Teil den Gasaustausch verhindern. Aus den Untersuchungen ROMELLS sowie aus dem, was oben in Kap. 5 (S. 370) mitgeteilt ist, kann man schliessen, dass die Luft von der Mineralerde nur ganz abgesperrt ist, wenn das Grundwasser die Humusdecke erreicht.

Die Humusdecke als Produzent von Verwitterungsagentien. Die Humusdecke produziert eine Menge von Säuren, die sehr wahrscheinlich mit den von ODÉN beschriebenen Huminsäuren (ODÉN 1919) identisch sind (vgl. unten). Die Säureproduktion der Humusdecke veranlasst die stark saure Reaktion des Bodens (Kap. 12), obgleich durch die Verwitterung eine Menge basischer Stoffe freigemacht werden. Durch die Untersuchungen HESSELMANS (1925) sind unsere Kenntnisse der sauren Eigenschaften der Humusdecke sehr erweitert worden. Er hat gezeigt, dass ihre p_H -Werte in Nordschweden im allgemeinen zwischen 3,5 und 4,5 wechseln. In Kap. 12 finden sich p_H -Bestimmungen in den verschiedenen Horizonten einiger Bodenprofile. In den A_2 -Horizonten ist p_H ungefähr 4, nach unten steigt es bis 5—6. Mit diesen Messungen stimmen gut diejenigen von HESSELMAN und auch von BRENNER (1924) in Finnland und GLÖMME (1926) in Norwegen überein.

Die sehr wichtigen Unterschiede im Gehalt an sauren und basischen Pufferstoffen verschiedener Humusdecken, die HESSELMAN (1926) nachgewiesen hat, sind auch sicher für die Verwitterung bedeutungsvoll. Die sauren Pufferstoffe sind ohne Zweifel eben zum Teil die Huminsäuren. Indessen ist der Zusammenhang zwischen der Qualität der Humusdecke und der Intensität der Verwitterung durchaus nicht klar. Das hängt wahrscheinlich damit zusammen, dass das Bodenprofil ein Resultat tausendjähriger Prozesse ist; während so langer Zeiträume haben die Eigenschaften der Humusdecke gewechselt. Ausserdem verdient folgendes beachtet zu werden. Eine untätige Humusdecke ist nach HESSELMAN (1926, S. 523—524) arm an basischen Pufferstoffen und reich an sauren, d. h. Säuren, die bei der Verwitterung wirksam sind. Eine tätige Humusdecke dagegen ist nach demselben Forscher reicher an basischen Pufferstoffen, d. h. ärmer an freien Säuren. Sie muss also weniger von freien Säuren pro Gewichtseinheit als eine untätige Humusdecke enthalten. Für die Verwitterung im Boden ist es indessen die Säureproduktion pro Flächen- und Zeiteinheit, die entscheidend ist. Bei einer tätigen Humusdecke ist die Waldvegetation viel üppiger und die Zufuhr von »Förna«-Substanz grösser. Dadurch kann auch die Produktion von Säuren pro Area in der Zeiteinheit gross sein, obgleich der Gehalt pro Gewichtseinheit Humus klein ist.

Es ist also möglich zu verstehen, weshalb man nicht einen einfachen Zusammenhang zwischen Verwitterung (d. h. Mächtigkeit und Verwitterungsindex des A_2 -Horizonts) und der Qualität der Humusdecke findet. Dagegen besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen der durchschnittlichen Mächtigkeit der Humusdecke und der Mächtigkeit des A_2 -Horizontes, s. Tabelle 9, S. 281.

Chemische Verwitterung.

Verwitterung im A₂-Horizont. In diesem werden die meisten Mineralien ausser Quarz von dem heruntersickernden, säurehaltigen Wasser aufgelöst, ohne irgendwelche unlösliche Verwitterungsprodukte zu hinterlassen (TAMM 1920, S. 282). Das jetzt vorliegende Analysenmaterial bestätigt dies und zeigt, dass auch die Verwitterung in den feuchten Böden in derselben Weise wie im Eisenpodsol vor sich geht. Die physikalisch-chemischen Bedingungen in den Eisenpodsolon und in den feuchten Böden unterscheiden sich auch nicht betreffs solcher Eigenschaften, die einen Einfluss auf die Löslichkeit der Silikatmineralien haben. Dass Feldspate in sauren Lösungen ($p_H = 3 - 6$) sich auflösen, ist experimentell nachgewiesen (TAMM 1929).

Die Verwitterung greift in erster Linie Apatit und die eisen- und magnesiumreichen Mineralien, wie Biotit, an. Danach kommen die Plagioklase und zuletzt der Kalifeldspat (Mikroklin). (Vgl. auch GOLDSCHMIDT und JOHNSON, 1922). Bei der Verwitterung werden sowohl Ferroionen wie Ferriionen freigemacht, welche dann der Oxydation, bzw. Reduktion anheimfallen können.

Um einen Ausdruck für die Verwitterung verschiedener Stoffe zu erhalten, sind unten die Mittel ihrer Verwitterungsgrade berechnet worden. Dazu sind Analysen aus 14 A₂-Horizonten verwendet worden, die teils aus meiner Arbeit von 1920, teils aus der vorliegenden Abhandlung stammen. In Klammern sind die entsprechenden Bodenmineralien beigelegt. Für SiO₂ ist der Verwitterungsgrad der in Silikat gebundenen Kieselsäure angegeben.

SiO ₂	23,3 %	(verschiedene Silikate)
TiO ₂	8,4	(Titanit u. a. Mineralien)
Al ₂ O ₃	24,9	(Feldspate, Biotit u. a.)
Fe ₂ O ₃	59,2	(Biotit und andere dunkle Mineralien)
MgO	65,5	(» » » » »)
CaO	33,6	(Feldspate, Hornblende, Apatit u. a.)
Na ₂ O	22,3	(Feldspate)
K ₂ O	10,7	(Mikroklin, Biotit)
P ₂ O ₃	91,7	(Apatit).

Diese Zusammenstellung dürfte ein guter Ausdruck für das Verwitterungsvermögen verschiedener in Bodenmineralien gebundener Stoffe in stark sauren Böden sein.

Indem der A₂-Horizont an leichtlöslichen Silikaten verarmt, müssen die Verwitterungsagentien die schwererlöslichen Bestandteile angreifen. Diese sind in weit grösseren Mengen vorhanden, und die fortgesetzte Verwitterung macht sich darum hauptsächlich als eine innere Auflösungsarbeit im A₂-Horizont geltend, nicht als ein Zuwachs der Mächtigkeit der Schicht. Diese Theorie für die Entwicklung der Podsolierung habe ich früher (1920, S. 296—297) aufgestellt; sie wird durch die jetzt ausgeführten Analysen bestätigt und gilt also auch für die feuchten Böden. In diesen kann indessen auch die Verwitterung und Podsolierung durch Zuwachs der Torfmächtigkeit ganz aufhören.

Verwitterung im B-Horizont. Wenn die mittels der Oxalatmethode bestimmten Mengen verschiedener Kolloide in den B-Horizonten von den Totalanalysen abgezogen werden, gibt der Rest die Zusammensetzung der

Mineralien an und kann zur Berechnung der Verwitterung verwendet werden. Es ist zu betonen, dass die Gehalte an absorbierten Kationen sehr gering sein müssen, so dass sie bei den Berechnungen vernachlässigt werden können (vgl. unten, S. 392). Eine Zusammenstellung der Mittelwerte der Verwitterungsgrade von sieben Proben aus B-Horizonten (alle aus Kap. 12) sei hier gegeben:

SiO ₂	3,7 %	CaO.....	4,3 %
TiO ₂	— 6,5	Na ₂ O	4,4
Al ₂ O ₃	3,3	K ₂ O	— 0,7
Fe ₂ O ₃	0,7	P ₂ O ₃	13,0
MgO	5,5		

Für alle Stoffe ausser Titan und Kalium wurde auf diese Weise eine positive, aber kleine Zahl erhalten. Titan wandert als Kolloid und wird vom B-Horizont festgehalten (die Oxalateextrakte der B-Horizonte enthalten kleine Titanmengen). Das Kaliumion wird bei der Verwitterung nur mit Schwierigkeit freigemacht, gehört aber zu den Ionen, die leicht eingetauscht werden. Hier liegt wahrscheinlich ein Fall von schwacher Absorption eines Ions im B-Horizont vor. Es ist also leicht verständlich, dass eben Ti und K von den übrigen Stoffen abweichen. Die Verwitterungsindizes der sieben Proben sind: 11, 10, 8, 0, 5, — 14 und 16. Ihr Mittelwert ist + 5,1. Die gefundenen Zahlen deuten also eine ganz schwache Verwitterung in den B-Horizonten an. Wegen der geringen Anzahl Analysen lässt sich jedoch nichts völlig Sicheres aussagen.

Verwitterung im C-Horizont. Früher (TAMM 1920, S. 278—279) wurde gezeigt, dass keine oder eine sehr unbedeutende Verwitterung unter dem B-Horizont vor sich geht. Die neuen Analysen haben diesen Satz nicht erschüttert. Aus rein theoretischen Gründen muss man jedoch auch hier eine chemische Verwitterung annehmen, weil die p_H-Zahl nur 5—6 ist. Auch muss man annehmen, dass die Pflanzenwurzeln die Mineralien etwas aufschliessen können. Oben (S. 384) ist gezeigt worden, dass gewisse Eintauch- und Austauschprozesse im Untergrund sich abspielen müssen. Es finden also hier Verwitterungsprozesse statt, die sehr schwer mittels Analysen sich nachweisen lassen. Solche schwachen Verwitterungsprozesse müssen auch in der Mineralerdeschicht (C₁) unmittelbar unter der Humusdecke in dem graublauen Sumpfboden vor sich gehen.

Die Natur der im Boden wandernden Stoffe.

Organische Stoffe. ODÉN (1919, S. 31—33) teilt die Humusstoffe in folgende Gruppen ein:

1. Humuskohle: In alkalischen Flüssigkeiten unlösliche, schwarz gefärbte, amorphe Substanzen, ohne deutlich saure Eigenschaften.
2. Fulvosäuren: In Wasser und Alkohol lösliche, gelb gefärbte Säuren.
3. Hymatomelansäure: Braun, in Wasser schwerlöslich, bildet kolloide Lösungen.
4. Humussäure: In Wasser schwerlöslich, bildet Suspensionen, in Alkohol unlöslich, in Alkalilauge löslich.

Die Humusstoffe des Grundwassers der Eisenpodsole sowie die Humusstoffe, die sich in kleinen Mengen in den C-Horizonten finden, gehören wahrschein-

lich grösstenteils den Fulvosäuren an. Der gefärbte Humusstoff, der in den Torf- und Humuspodsolwässern angetroffen wird, ist wahrscheinlich die Humussäure. Im Boden wird diese stark adsorbiert, besonders in den B-Horizonten der Humuspodsole. Der Humusstoff dieses Bodenhorizontes ist leicht löslich in Ammoniak, unlöslich in Alkohol und enthält 1 — 2 % Stickstoff. Alles das stimmt mit ODÉNS Angaben über die (nicht gereinigte) Humussäure überein. Wahrscheinlich bestehen auch die Humusstoffe des B-Horizontes der Eisenpodsole aus der Humussäure, obgleich ihre Farbe durch die der Eisenverbindungen verdeckt wird.

Anorganische Stoffe. Es ist ohne weiteres klar, dass Mg, Ca, Na und K als Kationen im Boden wandern. Auch Fe wandert zum Teil als Kation, wenn reduzierende Bedingungen vorliegen, was sein sehr grosses Wanderungsvermögen erklärt. Die entsprechenden Anionen sind HCO'_3 , auch Kieselsäureionen und vielleicht komplexe Aluminiumkieselsäureionen. Dazu kommen die Anionen der Huminsäuren (s. oben) und sehr kleine Mengen von SO''_3 , Cl' und F' ; die letzteren werden in geringem Umfang bei der Verwitterung des Apatits freigemacht. Etwas NO'_3 stammt aus den elektrischen Entladungen in der Atmosphäre, dürfte aber im Boden sehr schnell von der Vegetation aufgenommen werden. Es ist zu bemerken, dass die natürlichen Wässer in den Gegenden mit archaischen Gesteinen in Nordschweden ausserordentlich elektrolytarm sind, was mit dem Fehlen von Karbonatmineralien in den Böden in Zusammenhang steht.

Als Kolloide wandern die Kieselsäure, sowie Aluminium und zum Teil das Eisen. Die beiden letzteren sind wahrscheinlich positiv geladen und werden stark vom Boden festgehalten, was an das Verhalten positiv geladener Kolloide in kapillaren Medien erinnert (vgl. SAHLBOM 1910). Schon im B-Horizont wird das meiste von Al und Fe absorbiert. Weil das Eisen auch als Ferroionen vorkommt, kann es viel weiter als Aluminium wandern, wenn nur reduzierende Bedingungen vorliegen. Wie Al wandern wahrscheinlich auch Titan und andere in kleinen Mengen vorkommende Stoffe, wie Eisen vielleicht Mangan.

Die Anreicherung von Stoffen in verschiedenen Bodenhorizonten.

Anreicherung von Humusstoffen in der Mineralerde, unmittelbar unter der Humusdecke. Der A_2 -Horizont der Humuspodsole ist oftmals sehr reich an Humusstoffen. Auch der C_1 -Horizont der graublauen Sumpfböden enthält etwas Humusstoffe, deren Menge jedoch nach unten zu schnell abnimmt. Es ist wahrscheinlich, dass diese Humusstoffe zum Teil durch Diffusion in die Mineralerde transportiert werden, während Perioden, wo das Grundwasser die Humusdecke erreicht. Besonders im graublauen Sumpfboden scheint dies die einzig mögliche Erklärung zu sein, während in den Humuspodsolon ein Transport mit heruntersickerndem Wasser auch eine Rolle spielen dürfte. Freilich können die Humusstoffe wegen ihres hohen Molekulargewichts nur sehr langsam diffundieren, aber der Prozess hat Zeit zu seiner Verfügung. Es ist zu beachten, dass die stark humosen A_2 -Horizonte nie die in den B-Horizonten häufige, krümelähnliche Struktur besitzen. Besonders in den Humuspodsolon mit schwacher Anreicherung im B-Horizont erreicht die Anreicherung in A_2 zuweilen grosse Intensität. In Profil 7, Kap. 12, enthält z. B. der A_2 -Horizont 22,5 % Humus. Auch die A_2 -Horizonte des Eisenpodsols enthalten etwas, aber sehr wenig ausgeflockten Humus (TAMM, 1920, S. 281).

Anreicherung von Stoffen in B-Horizonten. (Vgl. hierzu Fig. 17, 18, 20, 28, 29, 30, S. 198—213). Während der Passage durch den A_1 - und A_2 -Horizont nimmt das Sickerwasser teils bedeutende Mengen Humusstoffe auf, teils, besonders im A_2 -Horizont, Kationen und mineralische Kolloide. Hierdurch steigen allmählich der Kolloidgehalt, der Kationengehalt und das p_H des Wassers. Schliesslich wird ein Zustand erreicht, der eine Ausflockung der Kolloide bewirkt. Ob dabei eine Einwirkung von entgegengesetzt geladenen Kolloidpartikeln aufeinander vorliegt oder hauptsächlich eine Elektrolytwirkung, ist noch unentschieden. Experimentelle Nachahmungen der Prozesse sind sehr schwierig. Wahrscheinlich liegen reversible Kolloidreaktionen vor. Daraus folgt, dass, wenn die physikalisch-chemischen Bedingungen sich ändern, ein Teil der ausgeflockten Kolloide wieder in Lösung gehen muss. Man muss daher den B-Horizont als einen Ausdruck für eine Art Gleichgewicht betrachten, ein Gleichgewicht zwischen Ausflockung und Wiederauflösung von Kolloiden. Wenn die Ausflockung überwiegt, muss der B-Horizont reicher an Kolloiden werden; wenn die Wiederauflösung überwiegt, ärmer.

Der Unterschied zwischen der Kolloidanreicherung in Eisenpodsol und Humuspodsol scheint eigentlich nur darin zu bestehen, dass in diesem die Humusstoffe sehr stark quantitativ überwiegen. Dazu kommt, dass bei hohem Grundwasserstand in dem Humuspodsol Eisenreduktion eintritt, wodurch der B-Horizont frei von Eisenkolloiden werden kann. Dies gilt besonders für Humuspodsole mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. In allen Humuspodsolen dürfte Wiederauflösung von Eisenoxydkolloiden durch Reduktion vorkommen. Die eigenartige, krümelähnliche Struktur vieler B-Horizonte in Humuspodsolen, sowie die scheibenartige Struktur der Humusortsteine scheint nur vorzukommen, wo Humusstoffe in Überschuss zusammen mit Eisen (und auch Aluminium) ausgeflockt sind. In Eisenpodsolen sowie in eisenfreien Humuspodsolen fehlen diese Strukturformen.

Der Chemismus der Ortsteinbildung bleibt leider noch ungeklärt. Die allochthonen Humusortsteine bilden sich, wo Wasser- und Kolloidzufuhr (Humusstoffe) besonders stark sind, also durch eine verstärkte Intensität des Humuspodsolprozesses. Dagegen scheint die Bildung der autochthonen Eisenortsteine durchaus nicht immer eine besonders grosse Intensität der Podsolierung vorauszusetzen, denn sie kommen auch in Verbindung mit ziemlich schwach entwickelten Bleicherden vor (TAMM, 1920, S. 291).

Die allgemeine Bedingung für die Entstehung eines B-Horizontes ist, dass das Grundwasserniveau nicht so hoch liegt, dass kein Wasser heruntersickern kann. Es ist nämlich das Sickerwasser, das den B-Horizont bildet. Wenn das Grundwasser bis über den B-Horizont steigt, fangen die Kolloide an, sich wieder zu dispergieren. Die Intensität der Kolloidanreicherung im B-Horizont und somit die Bodenvariante (in feuchten Terrains) wird also von dem durchschnittlichen Niveau des Grundwassers und der Zufuhr von gelösten Humuskolloiden bestimmt. Die Bodenvariante ist darum für den Feuchtigkeitszustand des Bodens bezeichnend.

Dass einmal ausgefällte Kolloide in einem B-Horizont wieder dispergiert werden können, wird dadurch bewiesen, dass in Randzonen der Torfböden,

wo sich der Torf seitlich ausgebreitet hat, die Humuspodsole mit mächtigem Torf sehr oft keine nennenswerte Anreicherung von Kolloiden im Niveau des B-Horizontes haben. Früher, bevor der Torf seine jetzige Mächtigkeit erreicht hatte, und das Grundwasser tiefer stand (vgl. Kap. 5), muss jedoch hier ein deutlicher B-Horizont mit ausgeflockten Kolloiden sich ausgebildet haben. Die einmal ausgefällten Kolloide müssen sich wieder unter dem Einfluss eines veränderten Milieus dispergiert haben.

Ausser Kolloiden müssen sich aus theoretischen Gründen auch etwas Elektrolyte im B-Horizont angereichert haben. Wegen methodischer Schwierigkeiten habe ich keine Versuche gemacht, diese zu bestimmen. Auf indirektem Wege kann man jedoch schliessen, dass ihre Menge sehr gering sein muss. Das Grundwasser ist nämlich (vgl. Kap. 8) überhaupt sehr arm an Elektrolyten, was einen sehr geringen Gehalt davon im Boden andeutet. Oben (S. 389) ist nachgewiesen worden, dass die Verwitterungsgrade und Verwitterungsindizes der B-Horizonte durchschnittlich positiv sind. Wenn nennenswerte Mengen adsorbierte Basen vorlägen, dürfte das nicht der Fall sein. Dabei könnte man jedoch vielleicht einwenden, dass eine Freimachung von Kationen aus den Mineralien der B-Horizonte (Verwitterung) vorkommen könnte und gleichzeitig eine Anreicherung von Basen durch Eintausch, wodurch die Resultate beider Prozesse beim Analysieren verdeckt bleiben müssten. Gegen diese Vermutung spricht der Umstand, dass Ca und Na, welche beide zu grossem Teil aus Plagioklas stammen, durchschnittlich denselben Verwitterungsgrad in den B-Horizonten (s. S. 389) haben. Ca wird im Boden viel stärker als Na adsorbiert. Wenn eine nennenswerte Adsorption vorläge, würde Ca einen niedrigeren Verwitterungsgrad als Na haben. — FROSTERUS (1914 b) konnte mittels Analysen von HCl-Extrakten eine geringe Adsorption von Mg in den B-Horizonten des Eisenpodsols nachweisen.

Anreicherung von Stoffen in C-Horizonten. Auch wenn keine Gleibildung vorliegt, enthalten immer die C-Horizonte, also der Untergrund, kleine Mengen ausgeflockter Kolloide. Dies wird durch die Tabelle 10, S. 293 veranschaulicht. Dabei muss man jedoch beachten, dass selbst die Silikatmineralien eine geringe Löslichkeit in der bei der Analyse verwendeten Oxalatlösung (vgl. S. 362) zeigen, was einen geringen Kolloidgehalt vortäuscht. Etwas Humus, SiO_2 , Fe_2O_3 und vielleicht auch Al_2O_3 sind jedoch unzweifelhaft zugeführt worden. Das Aluminium kann vielleicht als das Produkt früherer Verwitterungsprozesse während der Bildung der Moräne (vgl. TAMM 1920, S. 279; 1925) angesehen werden.

Anreicherung von Kolloiden in Gleichhorizonten. Die Bildung der Gleichhorizonte durch Oxydation der Ferroionen des Grundwassers ist schon oben (S. 382) erörtert worden. In Wurzelkanälen und Spaltrissen sowie an Geschieben ist der Gas- und Wasseraustausch am lebhaftesten, was die gewöhnliche, gestreifte Textur der Gleichhorizonte bewirkt. In Sandlagern, wo die ganze Masse porös und durchlässig ist, haben die Gleichhorizonte nicht diese Ausbildungsweise, sondern sind mehr homogen. In Sanden liegt auch zuweilen eine viel bedeutendere Grundwasserzufuhr vor als in feinkörnigen Böden. Daher findet man auch in Sanden harte, sehr eisenreiche Ortsteine, die gar nicht mit einer normalen Podsolierung in Zusammenhang stehen, sondern offenbar Gleibildungen sind (TAMM, 1920, S. 294—295). Sie finden sich an Punkten, wo Torfböden an durchlässige Sande grenzen (s. weiter unten, S. 397).

Die vertikale Ausdehnung eines Gleihorizontes hängt natürlich mit den Schwankungen des Grundwasserniveaus zusammen. In Eisenpodsolon, wo diese Schwankungen sehr gross sind (vgl. Fig. 9—16, S. 192—195) und dazu auch der Eisengehalt des Grundwassers klein ist, sind die Gleiausscheidungen wenig ausgeprägt und in einem mächtigen Horizont zerstreut. Oft kommen da nur Eisenhäute an den Geschieben vor.

In den Gleihorizonten wie in den B-Horizonten muss man sich einen Wechsel zwischen Ausfällung und Wiederauflösung von Kolloiden vorstellen. Die Wiederauflösung geht aber hier wahrscheinlich nur durch Reduktion vor sich. Wegen der kleinen Humusgehalte der G-Horizonte sind diese ziemlich beständig. Bei ständig sehr hohem Grundwasserniveau müssen sie jedoch zuletzt verschwinden.

Die Voraussetzungen der Bildung eines Gleihorizontes sind:

1. Das Grundwasser muss zeitweise in Berührung mit Luftsauerstoff in einer Mineralerdschicht unter der Humusdecke stehen.
2. Die Perioden von sehr hohem Grundwasserstand dürfen nicht so lang und häufig sein, dass die Reduktion ganz überwiegt.
3. Das Grundwasser muss Ferroionen enthalten.

Wahrscheinlich genügen ziemlich kurze Zeitintervalle von oxydierenden Bedingungen, um die Gleihorizonte zu erhalten, denn sonst würde das Vorhandensein von Gleihorizonten in graublauen Sumpfböden mit dünnem Torfe (Profil 14, 15 und 24, Kap. 12) unverständlich sein. Wo das Grundwasser immer sehr hoch steht, fehlt auch Gleihorizont (Profil 21, Kap. 12).

Inwieweit sind die Resultate der chemischen Bodenbildungsprozesse beständig?

Die chemische Verwitterung in dem A₂-Horizont führt, wenn sie stark ist, zu Resultaten, die stets entdeckt werden können. Die ursprünglichen Mineralien werden aufgelöst, ohne Rückstände zu liefern, wodurch die ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung der Schicht ganz verändert wird. In den Eisenpodsolon scheint daher die Bleicherde stets beständig zu sein, wenn der Boden nicht mechanisch durchgearbeitet wird, und ist stets leicht erkennbar (TAMM 1920, S. 285). In den feuchten Böden kann eine schon ausgebildete Bleicherde durch Imprägnierung mit Humusstoffen und Farbenänderung verändert werden und wird dadurch für das Auge ziemlich schwer erkennbar. Die chemische Analyse ist jedoch ein Hilfsmittel, um das Resultat der Verwitterung sogleich zu entdecken (vgl. Profil 9, Kap. 12). Die Verwitterung in einem Bodenprofil kann während einer früheren Periode vor sich gegangen sein und braucht nicht die jetzige Bodenbildung zu charakterisieren. Dies ist bei der Diskussion der forstlichen Bedeutung der Bodenprofile von Bedeutung.

Es mag hier hervorgehoben werden, dass in den untersuchten Gebieten solche Bodenveränderungen, wie sie in Südschweden vorkommen, wo ein Eisenpodsol sich in einen braunen Waldboden verwandeln kann (TAMM 1930), wegen des Klimas ausgeschlossen sind.

Während also das Resultat der Verwitterung beständig ist und stets entdeckt werden kann, gilt dies nicht für die Kolloidanreicherungen in den A₂-, B-, und G-Horizonten. Man muss daher im allgemeinen eine Kolloid-

anreicherung als das Resultat der jetzigen bodenbildenden Prozesse ansehen. Natürlich nimmt jedoch das Dispergieren und Wegführen von einmal ausgefällten Kolloiden eine gewisse Zeit in Anspruch. Man darf daher in speziellen Fällen auch die Kolloidanreicherungen im Boden, obgleich mit grosser Vorsicht, benutzen, um frühere Momente in der Entwicklung des Bodens zu beurteilen (vgl. unten).

KAP. 10. Die Anwendung der Untersuchungsergebnisse auf die Probleme der Waldversumpfung und damit in Verbindung stehende Fragen.

Der graublaue Sumpfboden als Zeugnis des Alters der Versumpfungen.

Das Vorkommen von graublauem Sumpfboden in einem torfbedeckten Terrain zeigt, dass das Grundwasser der Mineralerde einmal während eines längeren Zeitraums ihre Oberfläche erreicht hat. Später können die Grundwasserverhältnisse zufolge progressiver Torfbildung (Kap. 5, S. 370—373) Veränderungen erlitten haben. Diese Veränderungen können jedoch nicht den Bodentypus umwandeln, der durch den ursprünglichen, hohen Grundwasserstand bestimmt worden ist. Die Gebiete von graublauem Sumpfboden können daher als zentrale Kerngebiete oder Sumpfherde angesehen werden, von welchen aus die Versumpfung zuerst sich ausbreitete. G. ANDERSSON (1898, S. 32) hebt hervor, dass die Moore entweder durch Ausfüllung (infolge Bildung von Gytja und Torf) von Kleinseen gebildet worden, oder durch Torfbildung auf Lokalitäten entstanden sind, wo der Boden von Anfang an sehr feucht war. Diese Lokalitäten waren offenbar die Gebiete von graublauem Sumpfboden, wahrscheinlich zum Teil auch gewisse, sehr feuchte Humuspodsolflächen.

In den Fällen, wo mittels chemischer Analyse gezeigt worden ist, dass die oberste Mineralerdschicht in einem graublauen Sumpfboden unverwittert (oder fast unverwittert) ist, kann dieser sich nicht aus einem Humuspodsol entwickelt haben. Man kann daher schliessen, dass der Grundwasserstand im Boden hier immer sehr hoch gewesen ist, seitdem das Gebiet durch das Abschmelzen des Inlandeises freigelegt wurde.

Auf dem Versuchsfeld Kulbäcksliden ist die oberste Mineralerdschicht in den Flecken mit graublauem Sumpfboden unverwittert oder fast unverwittert. Dies gilt auch für die sehr kleinen Flecke neben der Ostgrenze (Fig. 36: P. S. 232, Profil 21, Kap. 12). Auch hat es sich gezeigt (Profil 23, Kap. 12), dass der graublaue Sumpfboden bis an die im Felde beobachtete Grenze zum Humuspodsol fast unverwittert ist. Man kann also schliessen, dass die Versumpfungen des Versuchsfelds Kulbäcksliden unmittelbar nach dem Schmelzen des Inlandeises zustande gekommen sind; sie müssen also etwa 8 000—9 000 Jahre alt sein. Dies gilt natürlich für die Kerngebiete, wo der graublaue Sumpfboden herrscht.

Auf dem Versuchsfeld Rokliden spielt der graublaue Sumpfboden eine sehr geringe Rolle und ist daher nicht chemisch untersucht worden. Der graublaue

Sumpfboden in der Versumpfung auf Stormyrtjälen (S. 375, Profil 24, Kap. 12) ist verwittert, und diese Versumpfung kann daher jüngeren Alters als diejenigen des Versuchsfelds Kulbäcksliden sein.

Die Zeugnisse der Bodenprofile in den Randzonen der Torfablagerungen.

Randzonen mit Neigung vom Mineralboden nach dem Torfboden. In Kap. 6 ist betont worden, dass die *Sphagnum*-freie Waldvegetation auf Eisenpodsol vorkommt, die Pflanzenvereine des Eisenhumuspodsols usw. dagegen im allgemeinen *Sphagna* oder andere Sumpfpflanzen enthalten. Wenn eine Versumpfung sich ausbreitet, also eine Torfablagerung seitlich zuwächst, muss der eine von den folgenden drei Fällen von Boden- und Vegetationsänderungen vorliegen:

Fall 1: Die Sumpfvvegetation, besonders die *Sphagna*, breiten sich in der Grenzzone aus. Danach erfolgt Torfbildung, wodurch allmählich das Bodenprofil, das bei den trockenen Bedingungen Eisenpodsol war, in Eisenhumuspodsol und Humuspodsol verwandelt wird.

Fall 2: Das Bodenprofil ändert sich zuerst von Eisenpodsol zu einem feuchteren Bodentypus, und danach kommt die Sumpfvvegetation.

Fall 3: Die Änderung des Bodenprofils und die Besiedelung des Bodens durch die Sumpfflora gehen gleichzeitig vor sich.

Von diesen drei Fällen ist es Nr. 2, der in den untersuchten Terrains verwirklicht ist, vielleicht auch Nr. 3, aber nicht Nr. 1. Daraus kann man schliessen, dass die Versumpflungsflora erst solche Böden besiedeln kann, die schon einen feuchten Charakter angenommen haben. Es entsteht zuerst eine Grundwasserstandserhöhung. Unter dem Einfluss dieser Erhöhung verläuft die Humusbildung unter feuchteren Bedingungen als vorher, wodurch das Bodenprofil sich verändert. Allmählich wandert dann die Sumpfflora auf den neuen, für sie geeigneten Boden ein.

Diese Auffassung der Mechanik des Fortschreitens der Versumpfung in Randzonen deckt sich vollständig mit der von MALMSTRÖM (1931, S. 152) angenommenen Randdämmungsversumpfung (S. 369, auch 380). Dass wirkliche Erhöhungen des Grundwasserstands in den Randzonen mehrmals vor sich gegangen sind, kann in vielen Fällen gezeigt werden, s. S. 372.

Die Schnelligkeit des Versumpfungsprozesses, d. h. des seitlichen Zuwachses des Torfes, wird auch in gewisser Hinsicht durch das Studium der Bodenprofile beleuchtet. Wenn die Grundwassererhöhung in den Randzonen sehr schnell vor sich ginge, müsste der (oben angeführte) Fall 1 vorliegen. Der Eisenpodsol neben der Randzone müsste offenbar schnell feuchter werden und der Sumpfflora günstige Bedingungen bieten, bevor das Profil Zeit genug gehabt hätte, sich zu verändern. Die Bodenveränderungen nehmen nämlich viel Zeit in Anspruch. Als Beispiel sei erwähnt, dass ein normaler Eisenpodsol in Norrland etwa 1000 Jahre für seine Bildung braucht (TAMM 1920, S. 298), und dass die Verwandlung eines braunen Waldbodens in typischen Eisenpodsol in Südschweden mehrere Jahrhunderte in Anspruch nimmt. Vielleicht könnte man jedoch glauben, dass Eisenpodsol sich in Eisenhumuspodsol schnell verwandeln könnte, denn der Unterschied zwischen den beiden Typen ist nicht gross. Das Gegenteil zu beweisen, fehlt es an Beobachtungsmate-

rial. Fig. 36 (S. 232) zeigt jedoch, dass der Eisenhumuspodsol oftmals sehr schmale Zonen zwischen Eisenpodsol und Humuspodsol, der hier das eigentliche Versumpfungsprofil ist, bildet. Wenn die Versumpfung hier sich rasch ausbreitete, müsste sich Eisenpodsol sehr schnell in Humuspodsol, sogar mit schwacher Anreicherung im B-Horizont, verwandelt haben, was durchaus unwahrscheinlich ist.

Die vorliegenden Bodentypen deuten also in vielen Fällen eine unbedeutende Schnelligkeit des seitlichen Zuwachses der Torfböden an, ein Resultat, zu dem MALMSTRÖM (1931, S. 155) schon auf einem ganz anderen Wege gelangt ist. Nur eine Klimaänderung dürfte den Versumpfungsprozess durch allgemeine Grundwassererhöhung beschleunigen können.

In Litteratur und Praxis hat man mehrmals vermutet, dass eine progressive Ortsteinbildung im Boden Versumpfungen hervorrufe. Dieser Gedanke scheint zuerst in Russland entstanden zu sein (TANFILIEV 1888—89 und 1910). Bei der Diskussion der Bedeutung des Ortsteins für die Versumpfungsprozesse muss man indessen sehr genau die verschiedenen Ortsteintypen auseinanderhalten. Die Haupttypen sind die drei folgenden: autochthoner Ortstein (in Nordschweden ist dieser fast immer ein Eisenortstein), allochthoner Ortstein, durch Überrieselung mit Wasser aus Torf entstanden, gewöhnlich ein Humusortstein, der zuweilen in allochthonen Eisenortstein übergeht, und allochthoner Gleitortstein, der ein Eisenortstein mit zuweilen sehr hohem Eisengehalt ist. Zuerst soll nur der autochthone Ortstein behandelt werden, weil er allein in solchen Randzonen, wo die Neigung nach dem Torfboden hingeht, vorkommt. Die anderen Typen werden weiter unten erörtert werden.

Die autochthonen Ortsteine bilden sich nur unter ziemlich trockenen Bedingungen. Sicher können sie dabei die Durchlässigkeit des Bodens für Wasser vermindern. Wenn der Boden sehr feucht wird, hört indessen die Ortsteinbildung auf, und die einmal gebildeten Ortsteinschichten scheinen wieder zerstört zu werden. Auf dem Versuchsfeld Rokliden kommt so der autochthone Ortstein nur im Eisenpodsol und in den trockensten Teilen der Eisenhumuspodsolzonen vor, dagegen findet man ihn nicht in den Versumpfungen. — In Sanden, wie auf dem Versuchsfeld Kulbäcksliden (Fig. 7 u. 36), macht die Ortsteinbildung natürlich den Boden feuchter als vorher, aber das scheint nur vorteilhaft auf den Wald einzuwirken (S. 366). So weit wie bis zu Versumpfungen kommt es bei Sandböden sehr selten. Torfablagerungen werden auf Sanden nur in gestauten Becken angetroffen, aber dort fehlen die autochthonen Ortsteine ganz.

Randzonen mit Neigung vom Torfboden nach dem trockenen Boden hin. In diesem Falle, der allerdings eine Ausnahme ist, liegt das Grundwasserniveau ziemlich tief in der Randzone (vgl. Fig. 24, 25, S. 206), was wahrscheinlich mit einer guten Drainage von unten her (S. 380) zusammenhängt. Dabei wird allochthoner Humusortstein gebildet, wo Wasser vom Torfboden her in den Mineralboden hineinsickert. Die Grösse des Ortsteinareals entspricht der überrieselnden Wassermenge, welche durch topographische Bedingungen genau bestimmt ist. Die Grenze zwischen dem trockenen Boden und dem versumpften Boden ist offenbar durch die Wasserzufuhr und die Drainage bestimmt. Die Wasserzufuhr kann nicht zunehmen, wenn das Klima unverändert bleibt. Da das Ortsteinareal gleichfalls durch die Wassermenge

bestimmt sein muss, kann auch die Drainage des Bodens durch fortgesetzte Ortsteinbildung sich nicht viel ändern, sobald sich der Ortstein einmal bis zu seiner durch die Wasserzufuhr bestimmten Grenze gebildet hat. Der Ortstein ist ein ganz lokales Phänomen, das fleckenweise auftritt, wo die Bedingungen für seine Entstehung gegeben sind (s. Fig. 35, 36, 38, S. 230, 232, 240). Übrigens sind Ortsteine von diesem Typus wegen der scheibenartigen Struktur (S. 367) durchaus nicht undurchlässig für Wasser. Der Ortstein ist vielmehr ein Symptom, welches zeigt, dass hier bedeutende Wassermengen in den Boden heruntersickern. Dass die Ortsteinschichten ziemlich durchlässig sind, wird auch durch den ziemlich niedrigen Grundwasserstand auf solchen Lokalitäten noch bestätigt. Aus dem Angeführten lässt sich schliessen, dass die Grenze zwischen dem Torfboden und dem Mineralboden durch geologische und hydrologische Ursachen bestimmt ist und sich also nicht viel ändern kann. Die Versumpfung kann sich also hier kaum ausbreiten, wenn sich das Klima nicht ändert.

Hier mögen auch die Randzonen mit Gleiertsteinen behandelt werden, obgleich sie nicht auf den Versuchsfeldern vorkommen. Die Gleiertsteine werden gebildet, wo durchlässige Sande an Torflager grenzen, und wo die Verhältnisse eine Grundwasserzufuhr vom Torfboden nach dem Sande zulassen. Früher (TAMM 1920, S. 294—295) sind zwei Beispiele von Gleiertsteinen beschrieben worden. Sie bilden mächtige, harte Lager in Sandböden und können natürlich stark auf die Feuchtigkeitsverhältnisse des Sandes einwirken und dadurch vielleicht auch Versumpfungen hervorrufen. Die Sandböden sind aber überhaupt nicht für Versumpfungsprozesse geeignet. Die Gleiertsteine sind auch selten, und dazu sind sie ganz lokale Erscheinungen. Ihre Bedeutung ist daher in praktischer Hinsicht sehr gering.

Das Zeugnis des Bodenprofils in waldbestandenen, feuchten Abhängen.

Wo der Humuspodsol in Abhängen vorkommt, besteht die Vegetation meistens aus gutwüchsigen Fichtenwäldern oder Fichtenmischwäldern. Solche Terrains gibt es auf den beiden Versuchsfeldern (vgl. Fig. 37, 39, S. 233, 241), und sie erstrecken sich ziemlich weit in deren Umgebungen. NW vom Versuchsfeld Kulbäcksliden findet man so einen *Dryopteris*-reichen Fichtenwald mit *Sphagna*. W vom Versuchsfeld Rokliden findet sich ein ziemlich gutwüchsiger Fichtensumpfwald. Es ist eine wichtige Frage, ob der Zustand des Bodens in diesen Wäldern sich zu grösserer Feuchtigkeit und immer stärkerer Versumpfung hin entwickelt.

Die Humusdecke ist im allgemeinen 10—30 cm mächtig. Fleckenweise in Senkungen kommt in einzelnen Fällen graublauer Sumpfboden vor. Auch kann man allochthone Humusortsteine antreffen. Der herrschende Bodentypus ist Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont, ohne Eisen. Ziemlich trockene Flecke haben andere Humuspodsole und Eisenhumuspodsol.

Es ist äusserst unwahrscheinlich, dass der Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont, welcher Bodentypus einem hohen Grundwasserstand entspricht, sich neuerdings aus Eisenpodsol entwickelt hat (vgl. S. 395). Wenn eine Entwicklung aus Eisenpodsol stattgefunden hätte, sollte man das Vorkommen von Eisenhumuspodsol erwarten. Wenn also das

Bodenprofil lange unverändert geblieben ist, muss auch das Grundwasser durchschnittlich lange hoch gestanden haben. Nur fleckenweise, wo die Torfdecke eine grössere Mächtigkeit erreicht hat, können Änderungen im mittleren Grundwasserstand (Randdämmungen) vorsich gehen. Auf den grossen Flächen mit Humuspodsol, wo der Torf nicht so dick ist, dass er für Wasser undurchlässig ist, kann dagegen kaum eine allgemeine Grundwassererhöhung neuerdings eingetreten sein. Die grosse Feuchtigkeit des Bodens hat indessen nicht die Wuchskraft der Bäume vernichtet. Das hängt sicher mit der seitlichen Wasserbewegung im geeigneten Boden zusammen. Rieselndes Wasser hat (vgl. HESSELMAN 1917, S. XLV—L, 1926, S. 531) eine stark steigernde Wirkung auf die Intensität der biologisch-chemischen Prozesse der Humusdecke, wodurch die Vegetation stark beeinflusst wird.

MALMSTRÖM (1931, 144) ist aus anderen Gründen (Pollenanalyse) zu derselben Auffassung der beschriebenen Terrains gekommen.

Über die Möglichkeit einer Grundwasserströmung vom Degerö Stormyr aus nach dem daneben liegenden versumpften Terrain auf dem Versuchsfeld Kulbäcksliden und über solche Strömungen von Mooren aus überhaupt.

Als das Versuchsfeld Kulbäcksliden angelegt wurde, diskutierte man vielfach die Möglichkeit eines allgemeinen Grundwassertransports von den Mooren nach ihren Umgebungen, wodurch Versumpfungen entstehen sollten. Das Versuchsfeld wurde ausgewählt unter anderem, um diese Frage zu beleuchten. Es galt also hier nachzuweisen, ob Grundwasser vom Degerö Stormyr aus in die angrenzenden, versumpften Böden des Versuchsfelds strömt.

Schon früher (TAMM 1925 Tab. 6, S. 31) wurde gezeigt, dass das Grundwasser in dem Moränenrücken, der die flache Mulde des Degerö Stormyr begrenzt, sauerstoffreich ist bis unten an die Gneisoberfläche heran. Dieses Wasser kann also nicht vom Moor herkommen. Fig 42 und 43 zeigen auch, dass im allgemeinen eine Wasserbewegung (wenn auch äusserst schwach) in demselben Moränenrücken nach beiden Seiten hin gehen muss, also nicht vom Degerö Stormyr aus in den Moränenrücken hinein. Nachdem die sehr unbedeutende seitliche Durchlässigkeit der tieferen Moränenschichten (s. Kap. 7) sowie die Undurchlässigkeit der unteren Torfschichten, die auf den Moränen ruhen (MALMSTRÖM, 1923, S. 116), nachgewiesen worden sind, gewinnen die erwähnten Schlüsse sehr an Gewissheit. Es gibt indessen auf dem Versuchsfeld einen Punkt, wo die Torfbildungen des Degerö Stormyr an die kleineren Torfböden des Versuchsfelds grenzen (Fig. 7, S. 185). Hier könnte man vielleicht eine Überrieselung mit Wasser aus dem Degerö Stormyr erwarten. Wenn dies der Fall wäre, müssten indessen hier, wo der Torf dünn ist und das Grundwasserniveau nicht so hoch liegt (das Bodenprofil ist Eisenhumuspodsol, vgl. Fig. 36, das Gebiet rings um Profil A im südlichen Teil des Feldes), Humusortsteine entstanden sein (vgl. S. 367). Solche gibt es aber nicht.*

Als Resultat der Untersuchungen und Erwägungen ist also zu sagen, dass kein nennenswerter Wassertransport vom grossen Moore nach den kleineren Versumpfungen des Versuchsfelds hin vor sich geht.

HALDEN (1926) hat ein Moor in Norrala, Helsingland, beschrieben, aus dem ein Grundwasserstrom in den Mineralboden hinein sich bewegt. Der Mineralboden ist ein sehr durchlässiger Kies, mit Sand vermengt. Ich besuchte zusammen mit Dr. HALDEN diese Lokalität im Herbst 1929 und machte dabei noch einige Beobachtungen. Das Moor ist sehr nass, eigentlich besteht es aus einem kleinen Binnensee, ausgefüllt mit lockerem, stark wasserführendem Torf. Im Mineralboden, wo der Grundwasserstrom sich bewegt, konnte aus 30 cm Tiefe ein sauerstoffarmes, eisenreiches Grundwasser mit der Hg-Pumpe emporgesaugt werden. Der Boden war mit einem sehr gutwüchsigen Kiefern-Fichtenwald bestanden. Das Profil war kaum merkbar podsoliert, zeigte aber Gleiausscheidungen fast bis an die Oberfläche der Mineralerde. Neben der Zone, wo das Grundwasser hervorsickert, findet sich ein ziemlich schlecht wachsender, flechtenreicher Kiefernwald. Hier lag das Grundwasserniveau etwa 80 cm tief, und das Grundwasser war sauerstoffreich und eisenfrei. Der Wald wird also, wie schon HALDEN hervorgehoben hat, von dem Moorwasser in günstiger Weise beeinflusst, wahrscheinlich weil die Wurzeln Sauerstoff genug in der Bodenschicht über dem Grundwasserniveau bekommen.

Die von HALDEN beschriebene Lokalität liefert ein klares Beispiel dafür, wie die geologischen Verhältnisse beschaffen sein müssen, um eine Grundwasserzufuhr aus einem Torfboden in die angrenzende Mineralerde zu gestatten. Es muss ein wasserreicher Torf und eine sehr durchlässige Mineralerde vorliegen, also dieselben Voraussetzungen, die für die Bildung von Gleiertsteinen notwendig sind. Die von mir oben (S. 397) erwähnten Lokalitäten mit Gleiertsteinen sind auch durch gute Waldbestände gekennzeichnet.

Aus dem oben Mitgeteilten kann man schliessen, dass die Lokalitäten, wo Wasser aus Torfböden in Mineralerde hinein sickert, an den Bodenprofilen erkannt werden können. Wenn eine Grundwasserströmung vorliegt, entsteht eine starke Gleibildung, oft Gleiertsteine. Wenn eine Überrieselung vor sich geht, entsteht starke Podsolierung mit Bildung von Humusortstein. Das Moorwasser bewirkt also, wenn es in Mineralerde eindringt, stets eine starke Kolloidabsetzung.

Für praktische Zwecke kann man schliessen, dass bei der Entwässerung von versumpften Waldterrains eine Rücksichtnahme auf Grundwasserströme von Moorbecken aus nach deren Umgebungen hin fast stets unnötig ist. Wo wirklich ein Grundwassertransport von einem Moor her vorliegt, ist die Mineralerde durchlässig, und der Grundwasserstrom wirkt meistens vorteilhaft auf den Wald ein.

Über die allgemeine Rolle der verschiedenen quartären mineralischen Ablagerungen bei der Entwässerung von Torfböden zu waldbaulichen Zwecken.

Die in Kap. 7 mitgeteilten Resultate über die Durchlässigkeit der Moränen für Wasser haben allgemeine Bedeutung für die Praxis der Entwässerung von Torfböden. Der Torf ruht im allgemeinen auf Kies, Sand, Moräne, Schluff, Lehm oder Ton. Moräne dürfte der gewöhnlichste Fall sein. Wenn der Untergrund Kies oder Sand ist, kann man natürlich eine Entwässerung dadurch ausführen, dass man einen Abfluss für die wasserleitenden Mineralerdschichten

herstellt. Wenn er Moräne ist, kann man, wo der Torf dünn ist (< 30 cm), einen kleinen Entwässerungseffekt dadurch erreichen, dass man die Gräben bis in die Mineralerde hineingräbt. Wenn der Torf mächtig ist (> 30 cm), ist es kaum möglich, in dieser Weise einen Entwässerungseffekt zu gewinnen, denn die Moräne unter dem Torfe ist sehr schwer durchlässig. Dies gilt sicher auch für den Schluff und noch mehr für Lehm und Ton. Wenn schwer- oder undurchlässige Ablagerungen vorliegen, beschränkt man sich daher darauf, das oberflächlich auf dem Torfe und in dessen oberen Schichten vorhandene Wasser abzuleiten.

KAP. II. Über die Feuchtigkeitstypen des nordschwedischen Waldbodens und ihre Bedeutung.

Allgemeine Gesichtspunkte.

Die hier vorgelegten Bodenuntersuchungen sowie meine früheren Bodenstudien in Nordschweden stellen in gewisser Hinsicht den Zusammenhang zwischen der Bodenbildung und dem durchschnittlichen Feuchtigkeitzustand des Bodens klar. Dieser Zusammenhang steht in guter Übereinstimmung mit der modernen Auffassung der Bodenbildung als ein vom Klima geregelter Prozess. Unter den Klimafaktoren ist es gerade die Befeuchtung, die eine Hauptrolle spielt.

Topographische und geologische Unregelmässigkeiten bewirken natürlich lokale Unterschiede in der Befeuchtung und somit in der Bodenbildung. Daher hat man auch früher die nordeuropäischen Böden in Podsoltypus, Sumpftypus usw. (s. S. 356) eingeteilt. Das ist aber nur eine grobe Einteilung. Auch sehr feine Unterschiede im durchschnittlichen Feuchtigkeitzustand genügen, um Unterschiede in der Bodenbildung hervorzurufen, wodurch verschiedene Bodenvarianten zur Ausbildung kommen. Diese Varianten können lediglich Feuchtigkeitstypen genannt werden, weil sie ein wahrnehmbares Zeichen des durchschnittlichen Feuchtigkeitzustandes des Bodens sind.

Die Bodenentwicklung in Nordschweden ist in erster Linie durch eine hydrologische Stabilität des Terrains bewirkt, die ihrerseits durch die geologischen und topographischen Verhältnisse bedingt ist. Diese Stabilität kommt u. a. in dem sehr langsamen Zuwachs der Torfböden (vgl. auch MALMSTRÖM 1931) zum Ausdruck. Aber die Bodenentwicklung scheint auch durch die Einwirkung der natürlichen Vegetation auf ihr Substrat bedingt zu sein. Verschiedene Pflanzenvereine rufen verschiedene Profilvarianten hervor. Das beruht darauf, dass auch die natürliche Vegetation in hohem Masse durch den durchschnittlichen Feuchtigkeitzustand des Bodens bestimmt ist. Auch die Vegetation ist also durch die geologischen und topographischen Faktoren, an welche die lokalklimatischen sich reihen, bedingt.

Diese Auffassung stimmt in gewisser Hinsicht mit den Gedanken überein, die die theoretische Grundlage der bekannten Waldtypenlehre CAJANDERS (CAJANDER 1913, CAJANDER und ILVESSALO 1921) ausmachen. Nach CAJANDER ist der Waldtypus durch die Eigenschaften des Standorts und des Klimas bedingt. Die Zusammensetzung des jetzigen Baumbestandes betrachtet er dabei als ziemlich zufällig und oftmals stark vom Menschen beeinflusst, wäh-

rend die Bodenflora das charakteristische Element des Waldtypus ist. Aus den Anschauungen CAJANDERS folgt eine grosse Dauerhaftigkeit des Waldtypus eines Standortes, wenn man von der zufälligen Zusammensetzung des Baumbestandes absieht.

Man hat verschiedene Ansichten über die Dauerhaftigkeit unserer Waldtypen gehegt. NILSSON (1895, 1897), dessen Auffassung für eine grosse Anzahl schwedischer Forstleute massgebend gewesen sein dürfte, sah in mehreren unserer Waldtypen Entwicklungsstufen zu einer Schlussformation hin. Aus einem flechtenreichen Kieferwald wird ein moosreicher Kiefernwald mit Fichten-einmischung, daraus schliesslich ein moosreicher Fichtenwald. Die geologischen Verhältnisse bestimmen gewisse Hauptmerkmale im Charakter des Waldtypus und wirken stark auf die Schnelligkeit der Entwicklung ein. Die NILSSON'sche Auffassung findet zweifellos in vielen Fällen Bestätigung. Sie scheint in gewisser Hinsicht der Gegensatz der Anschauung CAJANDERS zu sein.

Durch die Bodenstudien sind die Probleme der Dauerhaftigkeit sowie der Veränderlichkeit der Waldtypen ihrer Lösung etwas näher gekommen. Da man den Boden schärfer kennzeichnen kann, ist es nämlich möglich, besser als vorher das grosse Material zu vergleichenden Vegetationsuntersuchungen, das sich in der Natur bietet, auszunützen. Es zeigt sich sogleich, dass die Zusammensetzung des Baumbestandes, was in Nordschweden fast nur eine Frage der Verteilung von Kiefer, Fichte und Birke ist, im allgemeinen nicht durch den Feuchtigkeitstypus des Bodens bestimmt ist. Eine Ausnahme von dieser Regel bildet indessen der sehr trockene Eisenpodsol (Fig. 5, S. 173), der nur mit Kiefern bestanden ist. Dieser Boden lässt überhaupt den Vegetationsveränderungen einen sehr geringen Spielraum und ist stets mit flechtenreichem Kiefernwald ohne Fichten und Birken bestanden.

Der trockene Eisenpodsol (Fig. 6, S. 173) gewährt den Vegetationsänderungen einen bedeutend grösseren Spielraum. Sowohl die Fichte wie die Birke können einwandern, wachsen (wenigstens in Nord-Norrländ) aber sehr langsam und erreichen selten eine befriedigende Entwicklung. Der Boden ist ganz deutlich ein Kiefernboden.

Der normale Eisenpodsol ist ein Feuchtigkeitstypus, der grosse Unterschiede in der Vegetation zulässt. Dieser Bodentypus ist sicher nur ein ziemlich grober Ausdruck für den Feuchtigkeitzustand des Bodens. Er schliesst eine Anzahl verschiedener Feuchtigkeitstypen ein, die zum Teil durch Exposition, Mächtigkeit des Bodens, Zusammensetzung der Bodenvegetation bestimmt werden können. Die Sumpfpflanzen, z. B. die *Sphagna*, fehlen ganz. Etwas feuchtere Varianten werden mehrmals durch das Vorkommen von *Dryopteris Linnæana* gekennzeichnet. Sowohl Fichtenwälder wie Kiefernwälder und gemischte Kiefern-Birken-Fichtenwälder kommen vor.

Die verschiedenen Varianten von Humuspodsol sowie der Eisenhumuspodsol tragen, wenn sie in Abhängen vorkommen, mehrere, miteinander botanisch nahe verwandte Typen von *Sphagnum*-reichen Wäldern aus Fichte und Kiefer mit Einmischung von Birken, Espen und auch Grauerlen. Hier ist es ganz klar, dass die Lage des Grundwasserniveaus sowie die seitliche Bewegung des Bodenwassers die Zusammensetzung der Vegetation bestimmen. Nach einem Waldbrand überwiegt zuweilen die Kiefer, aber die Fichte kommt bald herein und wird verhältnismässig schnell der herrschende Baum. Die

Bodenflora ist dagegen fast ganz durch geologisch-topographische Faktoren bedingt. Auch der Zuwachs der Bäume hängt mit diesen Faktoren zusammen.

Humuspodsole und Eisenhumuspodsole in ebenen oder sehr schwach geneigten Terrains sind durch mehr oder weniger torfbildende Pflanzenvereine gekennzeichnet, die waldbaulich sehr schwach produktiv sind. Auch hier spiegelt die Vegetation sehr scharf den durchschnittlichen Feuchtigkeitszustand des Bodens ab.

Es muss betont werden, dass alles, was hier über Vegetation und Bodentypen angeführt worden ist, für Nordschweden gilt. Die verhältnismässig sehr grosse Unveränderlichkeit, die sowohl die Vegetation wie die Bodentypen in Nordschweden kennzeichnet, wird nicht in derselben Masse in Südschweden gefunden. Da Südschweden auf der Grenze zwischen zwei klimatischen Bodentypen: Eisenpodsol und brauner Waldboden liegt, wird die Entwicklung des Bodens vielfach durch zufällige Ursachen bestimmt. Dabei spielt der Einfluss des Menschen eine sehr grosse Rolle. Die Laubwälder, sowie die Pflanzenvereine der extensiv gepflegten, teilweise mit Laubbäumen bestandenen Weideländer, haben mächtig auf die Eigenschaften und die Produktivität des jetzigen Waldbodens eingewirkt (vgl. TAMM 1930). Die Waldtypen sind mit grösster Wahrscheinlichkeit hier in grossem Umfange durch zufällige (d. h. entwicklungsgeschichtliche) Ursachen bestimmt. Jedoch hat auch hier der von geologisch-topographischen Faktoren stark beeinflusste Feuchtigkeitszustand des Bodens einen wichtigen regelnden Einfluss auf die Bodenentwicklung.

In Nordschweden können die Massnahmen des Menschen nicht so durchgreifende Veränderungen im Waldboden wie oftmals in Südschweden hervorrufen. Die grössten Veränderungen werden durch Entwässerungen bewirkt, wodurch eben der Feuchtigkeitszustand verändert wird. Im übrigen beschränkt sich die Möglichkeit, den Boden zu beeinflussen, hauptsächlich auf die Humusdecke. Durch Einwirkung auf die Humusdecke (z. B. durch Brennen, HESSELMAN 1917 b) können indessen wichtige Verbesserungen der Bedingungen für Waldwuchs sowie für Verjüngung erzielt werden.

Die allgemeine Stabilität der Waldtypen ist also viel grösser in Nordschweden als in Südschweden. Finnland stimmt im grossen und ganzen mit Nordschweden überein. Dadurch erklärt sich, warum man in Finnland so stark die Stabilität der Waldtypen betont hat, während man in Schweden besonders ihre Veränderlichkeit beobachtete. Ohne Zweifel sind die Auffassungen von CAJANDER und NILSSON (vgl. oben) beide berechtigt. Für CAJANDER ist z. B. ein nordischer, sehr trockener, flechtenreicher Kiefernwald fast unveränderlich, während nach NILSSON ein solcher Pflanzenverein sich zwar auf einen moosreichen Fichtenwald zu entwickelt, aber mit einer, durch die äusseren Faktoren bedingten, äusserst geringen Geschwindigkeit, die sogar sich Null nähern kann. Für hochnordische Verhältnisse stimmen die Auffassungen der beiden Forscher also in gewisser Hinsicht überein, wenn sie auch verschiedenartig ausgedrückt worden sind.

Über Bodencharakteristik.

Die Resultate der Untersuchungen über Bodenprofile liefern einen Beitrag zur Kennzeichnung der nordschwedischen Waldböden. Dabei wird jedoch von den Tonböden abgesehen, denn diese sind nicht untersucht worden. HESSELMANS (1917 a, b, c, 1926) bekannte Humusuntersuchungen haben uns

auch ein Mittel gegeben, die Eigenschaften der verschiedenen Humusdecken zu beurteilen. Freilich haben seine Untersuchungen gezeigt, dass eine genaue Beurteilung der waldbaulichen Eigenschaften einer Humusdecke zeitraubender Laboratoriumsuntersuchungen bedarf, aber eine Schätzung lässt sich doch im Felde machen, durch Beobachtung der Bodenflora und der Verjüngungsverhältnisse der Bäume. Die quartären, geologischen Ablagerungen, die das Substrat der Bodenbildung gewesen sind, sind schon längst von den Geologen gekennzeichnet worden.

Bei Waldbodenuntersuchungen im Felde hat man zuerst die quartäre Ablagerung (also ob Moräne, Sand, Lehm usw. vorliegt) zu bestimmen und zu kennzeichnen, danach das Bodenprofil einschliesslich der Humusdecke. Das Bodenprofil kann in Nordschweden als einer von den hier unten angegebenen Feuchtigkeitstypen bestimmt werden (wenn nicht Lehm oder Ton vorliegt). Bei Beobachtung der Humusdecke bestimmt man ausser deren morphologischer Ausbildung auch die Charakterpflanzen und die natürlichen Verjüngungsbedingungen teils im Bestand, teils in Lücken und auf Kahlschlägen.

Vielfach bilden in Schweden die Bodenvarianten Komplexe, weil die Feuchtigkeitsbedingungen mosaikartig wechseln. Man muss in solchen Fällen einen Standort als einen Komplex von zwei oder mehreren Bodentypen angeben. In dieser Weise ist eine praktische Kennzeichnung des Bodens in vielen Fällen möglich.

Die bis jetzt in Nordschweden festgestellten Feuchtigkeitstypen des Waldbodens.

Es sei hier zum Schluss eine Übersicht der Feuchtigkeitstypen gegeben. Da sie im allgemeinen schon oben beschrieben worden sind, ist eine weitere Beschreibung hier nicht notwendig.

1. Sehr trockener Eisenpodsol (Fig. 5, S. 173; s. auch S. 357). Dieser Typus findet sich hauptsächlich auf mächtigen Sand- und Sand-Kiesablagerungen, selten dagegen auf Moränen in sehr trockener Lage. Er ist immer mit flechtenreichen Kiefernwäldern bewachsen, in welche die Fichte und die Birke kaum einwandern können. Die Bodenvegetation ist sehr arm. Moose kommen, wenn überhaupt, nur vereinzelt vor, die Zwergsträucher sind niedrig.

2. Trockener Eisenpodsol (Fig. 6, S. 173; s. auch S. 357). Eine Variante ist durch starke Auffrierung (S. 385) gekennzeichnet. Der trockene Eisenpodsol kommt sowohl auf Moräne wie auf Sand und Feinsand (Mo) vor. Er ist ein Kiefernboden, der ziemlich trocken ist, und der in den nördlichen Teilen Nordschwedens in grossem Umfang mit flechtenreichen Kiefernwäldern bestanden ist. In diese wandern jedoch Fichte, Birke und Moose ein. Auch moosreiche Kiefernwälder kommen auf dem trockenen Eisenpodsol vor, zuweilen auch Fichtenwälder, die jedoch nicht gutwüchsig sind.

3. Normaler Eisenpodsol (Fig. 2, S. 171; s. auch S. 365). Von diesem Typus gibt es mehrere Varianten, die verschiedenen Feuchtigkeitszustand haben. Das Vorkommen von *Dryopteris Linnaëana* scheint eine verhältnismässig grosse Feuchtigkeit anzugeben, während das Fehlen dieser Pflanze etwas trockneren Boden anzeigt. Der normale Eisenpodsol kommt auf Moräne, Sand und Feinsand (Mo) vor. Er ist sowohl mit Kiefernwäldern wie mit Fichtenwäldern und Mischwäldern bewachsen. Diese Wälder sind meistens moos-

reich mit *Vaccinium myrtillus*. Zu ihnen gehören die für Nordschweden sehr charakteristischen, alten Fichtenwälder, die nur mit grossen Schwierigkeiten verjüngt werden können, weil ihre Rohhumusdecken sehr inaktiv geworden sind. Fast nur nach Waldbränden sind gute Nachwüchse entstanden. Die feuchteren Varianten der normalen Eisenpodsolböden sind forstlich besser als die trockeneren.

4. Eisenhumuspodsol (Fig. 19, S. 199; s. auch S. 366). Dieser Bodentypus kommt besonders in Grenzzonen zwischen Eisenpodsol und Humuspodsol vor oder in Mosaik mit Eisen- oder Humuspodsol. Er ist feuchter als der normale Eisenpodsol. Die waldbaulichen Eigenschaften hängen wie immer bei den feuchten Böden sehr stark mit der Neigung des Bodens zusammen. Auf ebenem Terrain kann der Eisenhumuspodsol schlecht sein, z. B. mit langsam wachsenden Fichtenwald mit Flecken von *Sphagnum acutifolium* oder sogar mit Moorpflanzenvereinen. Auf Abhängen dagegen kann man ziemlich gutwüchsige Fichten- oder Kiefernwälder finden, und der Boden ist etwas besser als normaler Eisenpodsol.

5. Humuspodsol mit starker Anreicherung im B-Horizont ohne Ortstein. (Fig. 3, S. 171, Fig. 21, S. 202; s. auch S. 367). Dieser Bodentypus gehört besonders den Randgebieten der Torfablagerungen an, kommt aber auch in Mosaik mit anderen Humuspodsol in waldbewachsenen Abhängen vor und kann dabei mit ziemlich gutwüchsigen Fichten- oder Kiefernwäldern bestanden sein.

6. Humuspodsol mit Ortstein (Fig. 22, S. 204; s. auch S. 367). Dieser Bodentypus kommt vor, wo Wasser aus einer Torfablagerung einen durchlässigen Mineralboden durchsickert. Er ist eine ganz lokale Bildung und findet sich in Randzonen von Torfablagerungen. Die Vegetation besteht meistens aus Moorpflanzenvereinen oder Sumpfwäldern.

7. Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont und dünner Humusdecke (Fig. 23, S. 204; s. auch S. 368). Dieser Bodentypus kommt teils in Randzonen von Torfablagerungen vor, teils in feuchten Abhängen, mit Wald bewachsen. Diese Wälder sind oftmals gutwüchsig, obgleich sie sehr feucht sind mit reichlich vorkommenden *Sphagnum*-Flecken. In vielen Fällen ist der Boden zu feucht, wodurch der Zuwachs der Bäume gering wird. Solche Böden können oft mit gutem Erfolg entwässert werden. Die Wälder bestehen meistens aus Fichten mit Einmischung von Kiefern, Birken und auch Grauerlen.

8. Brauner Waldboden mit seitlich durchrieselndem Grundwasser in Abhängen (TAMM 1930, S. 35). Dieser Bodentypus kommt nicht auf den Versuchsfeldern oder in deren Umgebungen vor. Er ist durch einen braunen, mächtigen, mit einer Mullschicht bedeckten Horizont gekennzeichnet und scheint in Nordschweden immer durch Grundwasserbewegungen im Boden und Untergrund bedingt zu sein. Besonders wo der Untergrund kalkreich ist, ist dieser Bodentyp in Abhängen gewöhnlich, sogar in den Hochgebirgen Lapplands. Er ist immer mit einer üppigen, kräuterreichen Bodenvegetation verbunden. Der Wald ist Fichtenwald oder zuweilen Birken- oder Mischwald. In den Gegenden von Kulbäcksliden und Rokliden kommen nur Übergänge zum Humuspodsol vor und zwar auf durchlässigen Sanden und Kiesen in Abhängen. Diese Böden tragen gutwüchsige, kräuterreiche Fichtenwälder, die produktivsten der Gegend.

9. Graublauer Sumpfboden mit Humusdecke < 30 cm (Fig. 4, S. 172; s. auch S. 370). Dieser Bodentypus ist relativ selten, er kommt nur in kleinen Flecken vor und braucht darum waldbaulich kaum von den Humuspodsolen mit schwacher Anreicherung und dünner Humusdecke unterschieden zu werden, obgleich er noch feuchter als diese ist.

10. Graublauer Sumpfboden oder Humuspodsol mit schwacher Anreicherung, beide in Verbindung mit mächtigem Torf (> 30 cm), also Torfböden (Fig. 31, 22, S. 216; s. auch S. 369—370). Unter ihnen kann man sehr viele Typen unterscheiden, deren Charakterisierung indessen ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit liegt.

KAP. 12. Profilbeschreibungen und Tabellen.

Die Tabellen auf S. 325—350 sind ohne weiteres dem deutschen Leser verständlich. Nachstehend werden die zugehörigen Profilbeschreibungen deutsch resümiert. Dabei werden die verschiedenen Bodenschichten nach der russischen Weise bezeichnet, die nunmehr international gebraucht wird.

Profil 1. Eisenpodsol. (Hierzu Tab. 11—13). A_1 : 0—5,5 cm, Rohhumus. A_2 : 5,5—13 cm, Bleicherde, grauweiss. B : 13—23 cm, Orterde, rostgelb bis rostrot. C : graue, normale Moräne. Fichtenwald (mit Kiefern), *Vaccinium*-Typus (MALMSTRÖM 1931).

Profil 2. Eisenpodsol. (Tab. 14—16, Fig. 38 A). A_1 : 0—10 cm, Rohhumus. A_2 : 10—30 cm, Bleicherde. B_1 : 30—45 cm, Ortstein, rostbraun, B_2 : 45—75 cm, Ortstein, rostgelb. C : graue, normale Moräne. Fichtenwald, *Vaccinium*-Typus.

Profil 3. Eisenpodsol. (Tab. 17—19). A_1 : 0—10 cm, Humusdecke. A_2 : 10—15 cm, grauweisse Bleicherde. B : 15—25 cm, Orterde, rostgelb. C : Feinsand, graugelb, Probe aus 100 cm Tiefe. Nadelwald, kahlgeschlagen.

Profil 4. Eisenhumuspodsol. (Tab. 20—22, Fig. 38 B). A_1 : 0—8 cm, Rohhumus mit Resten von *Polytrichum* und *Sphagnum*. A_2 : 8—21 cm, Bleicherde, grauweiss. B_1 : 21—25 cm, braunschwarz. B_2 : 25—33 cm, rostfarbig. C_1 : 33—53 cm, graue Moräne. G : 53—67 cm, Moräne mit zahlreichen Rostflecken und Streifen. C_2 : graue, normale Moräne. Tiefe des Profils: 100 cm. Fichtenwald. *Vaccinium*-Typus mit zerstreuten *Sphagnum*-Flecken.

Profil 5. Eisenhumuspodsol. (Tab. 23, Fig. 36 A). A_1 : 9—12 cm, Torf. A_2 : 12—22 cm, grauweisse Bleicherde. B_1 : 22—28 cm, braunschwarz mit krümelähnlicher Struktur. B_2 : 28—37 cm, rostfarbig. C (G): graue Moräne mit etwas Eisenausscheidungen. Tiefe des Profils: 70 cm. *Calluna*-Moor mit Kiefern.

Profil 6. Humuspodsol mit starker Anreicherung im B-Horizont. (Tab. 24). A_1 : 0—8 cm, Torf. A_2 : 8—34 cm, Bleicherde, schmutzig grau. B_1 : 34—46 cm, schwarz, grobe, krümelähnliche Struktur. B_2 : 46—66 cm, dunkelbraun, wird nach unten zu heller. C (G): graue Moräne mit etwas Eisenausscheidungen. Tiefe des Profils: 70 cm. Zwergstrauchmoor mit Kiefern.

Profil 7. Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. (Tab. 25, Fig. 36 B). A_1 : 0—10 cm, Rohhumustorf. A_2 : 10—45 cm, schmutzig grau, stark humos, geht allmählich in B über. B : 45—58 cm, dunkle, schmutzig braune, fleckige Schicht, sehr unregelmässig. C : graue Moräne, hier und da mit schwach ausgeprägten Eisenausscheidungen. Probe aus 80 cm Tiefe. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 8. Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. (Tab. 26—28, Fig. 36 c). A₁: 0—60 cm, Torf, der unten sehr stark vermodert und dicht ist. A₂: 60—76 cm, schmutzig grau, ziemlich stark humos, geht ohne scharfe Grenze in B über. B: 76—96 cm, schmutzig graubraun. C: blaugraue Moräne. Probe aus 96 cm Tiefe. *Scirpus caespitosus*-Moor.

Profil 9. Humuspodsol mit schwacher oder keiner Anreicherung im B-Horizont. (Tab. 29, Fig. 36 D). A₁: 0—150 cm, Torf, unten sehr stark vermodert und dicht. A₂: 150—157 cm, graubraun, humos, ohne scharfe Grenze gegen A₂. A₃—B—C: 157 cm —. Graugrüne Schicht, nach unten zu wenig humos, Moräne. Tiefe des Profils: 180 cm. *Scirpus caespitosus*-Moor. Das Profil unterscheidet sich von einem graublauen Sumpfboden durch die Farbe der Schicht A₃—B—C, wo auch kleine Wurzeln beobachtet wurden. Diese Schicht muss einen B-Horizont einschliessen, dessen Kolloide jetzt weggewandert sind.

Profil 10. Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. (Tab. 30, Fig. 36 E). A₁: 0—14 cm, Torf, locker, aber stark vermodert (rohhumusartig). A₂: 14—28 cm, graue, humusreiche Bleicherde, geht unscharf in B über. B: 28—43 cm, dunkelbraun, ziemlich humusreich, frei von Eisenkolloiden. G: graublaue Moräne mit rostroten Flecken und Streifen. Fichtenwald. *Vaccinium*-Typus mit Flecken von *Sphagnum* und anderen Sumpfpflanzen.

Profil 11. Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. (Tab. 31, Fig. 36 F). A₁: 0—23 cm, Torf, rohhumusartig. A₂: 23—33 cm, humos, schmutzig grau, geht ohne scharfe Grenze in B über. B: 33—53 cm, schmutzig graubraun, mit dunklen Flecken. G: graublaue Moräne mit lebhaft rostroten Streifen und Flecken. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 12. Humuspodsol mit schwacher Anreicherung im B-Horizont. (Tab. 32). A₁: 0—80 cm, Torf, besonders in den unteren Schichten dicht und stark vermodert. A₂: 80—90 cm, dunkelgrau, stark humos, geht sehr unscharf in B über. B: 90—130 cm, dunkelbraun mit noch dunkleren Flecken mit fast krümelähnlicher Struktur, geht unscharf in C über. C: Graue Moräne ohne Gleibildung. Tiefe des Profils 185 cm. *Calluna*-Moor mit Kiefern.

Profil 13. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 33—35, Fig. 36 G). A: 0—56 cm, Torf, unten sehr dicht und stark vermodert. Geschiebe an der Grenze der Mineralerde. C₁: 56—70 cm, graubraun, etwas humos. Der Humusgehalt nimmt schnell nach unten zu ab. C₂: graublaue Moräne. Tiefe des Profils: 95 cm. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 14. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 36, Fig. 36 H). A: 0—30 cm, Torf, besonders unten stark vermodert. C₁: 30—42 cm, dunkelgrau, humos. Der Humusgehalt nimmt schnell nach unten zu ab. C₁: 42—52, graublaue Moräne. G: graublaue Moräne mit rostfarbigen Flecken und Streifen. Tiefe des Profils: 70 cm. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 15. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 37, Fig. 36 I). A: 0—18 cm, Torf, ziemlich stark vermodert. Geschiebe an der Grenze zur Mineralerde. C₁: 18—30 cm, schmutzig grau, humos, geht unscharf in G über. G₁: 30—48 cm, stark rostrot. G₂: 48—65 cm, graue Moräne mit sehr vielen rostfarbigen Flecken und Streifen. C₂: 65—90 cm, graublaue Moräne mit einzelnen rostfarbigen Streifen. Bei 90 cm Gneis. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 16. Graublauer Sumpfboden mit sehr stark entwickeltem Gleichhorizont. (Tab. 38, Fig. 36 K). A: 0—20 cm, Torf, unten mit Eisenausscheidungen.

G₁: 20—45 cm, Eisenocker, als Klumpen und Roströhrchen, mit lockerem, erdartigem Ocker vermenegt. G₂: 45—80 cm, graue Moräne, stark von rostfarbigen Flecken und Streifen durchzogen. Bei 80 cm Gneis. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 17. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 39, Fig. 36 L). A: 0—97 cm, Torf, zum grössten Teil sehr dicht und stark vermodert. An der Grenze zur Mineralerde Geschiebe. C₁: 97—107 cm, braungrau, etwas humos. Der Humusgehalt nimmt schnell nach unten zu ab. C₂: 107—140 cm, graublaue Moräne. G: Dito mit rostfarbigen Flecken und Streifen. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 18. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 40, Fig. 36 M). A: 0—80, Torf, zum grössten Teil sehr dicht und stark vermodert. An der Grenze zur Mineralerde Geschiebe. C₁: 80—90 cm, braungrau, etwas humos. Der Humusgehalt nimmt schnell nach unten zu ab. C₂: 90—102 cm, graublaue Moräne. G: Dito mit rostroten Flecken und Streifen. Tiefe des Profils: 110 cm. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 19. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 41, Fig. 36 N). A: 0—100 cm, Torf, zum grössten Teil sehr dicht und stark vermodert. C₁: 100—103 cm, graubraun, etwas humos. C₂: 103—155 cm, graublaue Moräne, geht nach unten zu in einen G-Horizont über. Tiefe des Profils: etwa 155 cm. Moor mit Zwergsträuchern und *Carex globularis*.

Profil 20. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 42, Fig. 36 O). A: 0—33 cm, Torf unten dicht, stark vermodert. C₁: 33—40 cm, braungrau, etwas humos. Der Humusgehalt nimmt schnell nach unten zu ab. C₂: 40—60 cm, graublaue Moräne. G: Moräne mit rostfarbigen Flecken und Streifen. Tiefe des Profils: 70 cm. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 21. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 43, Fig. 36 P). A: 0—12 cm, feuchter Rohhumus. C₁: 12—17 cm, graubraun, etwas humos, der Humusgehalt nimmt schnell nach unten zu ab. C₂: 17—35 cm, graublaue Moräne. Bei 35 cm Gneis. Zwei Proben von C₁ sind analysiert worden. Fichtenwald von *Dryopteris*-Typus mit *Sphagna*.

Profil 22. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 44). A: 0—80 cm, Torf, grösstenteils dicht und stark vermodert. C₁: 80—88 cm, graubraun, etwas humos, der Humusgehalt nimmt nach unten zu schnell ab. C₂: graublauer, feiner Sand, durchgegraben bis 155 cm. Das Profil findet sich auf Kulbäcksliden, östlich von dem Versuchsfeld. Die Zusammensetzung des Sandes ist derjenigen der Standardmoräne (Tab. 29: V) sehr ähnlich. Die Sande in Nordschweden stimmen oft mineralogisch sehr genau mit den Moränen derselben Gegend überein (TAMM 1920, S. 278). Daher ist die Analyse in Tab. 44 in derselben Weise wie die anderen berechnet. Zweigstrauchmoor mit Kiefern und *Carex globularis*.

Profil 23. Die Grenze zwischen graublauem Sumpfboden und Humuspodsol. (Tab. 45, Fig. 36 Q). Das Profil ist an einer Stelle entnommen, wo die Mächtigkeit der Humusdecke zunimmt. Man konnte in einem Teil der Grube einen Humuspodsol wahrnehmen, in dem anderen Teil einen graublauen Sumpfboden. In der Mitte der Grube lag ein Übergang zwischen den beiden Typen vor. 1. Humuspodsol: A₁: 0—35 cm, Torf. A₂: 35—45 cm, humos, schmutzig grau, geht ohne scharfe Grenze in B über. B: 45—60 cm, schmutzig braun, humos. G: graublaue Moräne mit rostfarbigen

Flecken und Streifen. 2. Graublauer Sumpfboden: A: 0—50 cm, Torf. C₁: 50—62 cm, etwas humos, schmutzig grau, der Humusgehalt nimmt nach unten zu schnell ab. G: graublaue Moräne mit rostfarbigen Flecken und Streifen. Tiefe des Profils: 100 cm. Fichtensumpfwald mit *Rubus chamæmorus*.

Profil 24. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 46, Fig. 35 A). A: 0—13 cm, Torf. An der Grenze zur Mineralerde Geschiebe. C₁: 13—27 cm, graublaue Moräne, etwas, aber sehr wenig humos. C₂ (G): 27—77 cm, graublaue Moräne, wenig Rostflecken. Bei 77 cm Tiefe Gneis. Zwei Proben von C₁ sind analysiert worden. Fichtensumpfwald (Kahlschlag).

Profil 25. Graublauer Sumpfboden. (Tab. 47). A: 0—35 cm, Torf. An der Grenze zur Mineralerde Geschiebe. C₁: 35—45 cm, schmutzig grau, humos, der Humusgehalt nimmt schnell nach unten zu ab. G: graublaue Moräne mit Rostflecken und Streifen. Tiefe des Profils: 100 cm. Fichtensumpfwald mit *Carex globularis* und *Equisetum silvaticum*.

Die Profile 26—38, auf S. 350—352, sind dem deutschen Leser ohne weiteres verständlich. In diesen Profilen sind nur p_H-Bestimmungen in den verschiedenen Horizonten im Felde ausgeführt worden.
